

Ilmakehän hiukkaskerrosten ominaisuuksien määrittäminen LiDAR-mittauksin

Olli Väisänen

Pro gradu -tutkielma



ITÄ-SUOMEN YLIOPISTO

Sovelletun fysiikan laitos

Toukokuu 2014

ITÄ-SUOMEN YLIOPISTO, Luonnontieteiden ja metsätieteiden tiedekunta
Teknis-luonnontieteellinen koulutusohjelma, ilmansuojelutekniikka

Olli Väisänen: Ilmakehän hiukkaskerrosten ominaisuuksien määrittäminen LiDAR-mittauksin
Luonnontieteiden pro gradu -tutkielma, 66 sivua, 1 liite (1 sivu)
Tutkielman ohjaajat: FT Mika Komppula, FT Eleni Giannakaki

Avainsanat: lidar, ilmakehä, aerosolit, optiset ominaisuudet, klusterianalyysi

Tämän pro gradu -tutkielman aiheena oli tarkastella alailmakehän hiukkaskerrosten ominaisuuksia Pohjois-Intiassa suoritettujen Raman-lidarmittausten avulla. Tutkimuksen pääasiallisena tavoitteena oli saada lisätietoa hiukkaskerrosten optisten ja geometristen parametrien vuotuisesta vaihtelusta sekä yleisimpiin kulkeutumisreitteihin ja lähdealueisiin liittyvistä ominaisuuksista. Työhön liittyvät mittaukset olivat osa kansainvälistä EUCAARI-projektia ja ne on suoritettu Gual Paharin (28° 26' N, 77° 09' E) mittausasemalla maaliskuun 2008 ja maaliskuun 2009 välisenä aikana.

Tutkimuksessa käytetty lidaraineisto koostui 476 erillisestä mittaustunnista, joille keskiarvotetuista takaisinsironta- ja vaimennusprofileista tunnistettiin kaikkiaan 1275 hiukkaskerrosta. Havaituille hiukkaskerroksille laskettiin edelleen keskimääräiset takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet sekä hiukkastyypistä ja -koosta viitteitä antavat lidarsuhteet (LR) ja Ångström-eksponentit (AE). Lisäksi kullekin hiukkaskerrokselle määritettiin neljän vuorokauden mittaiset ilmamassatrajektorit käyttäen Yhdysvaltain kansallisen valtameri- ja ilmakehähallinnon (NOAA) ylläpitämää HYSPLIT-mallia.

Saatujen tulosten mukaan vuodenajoittain keskiarvotetut takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet sekä lidarsuhteet saavuttivat selkeähköt maksimiarvonsa monsuunikaudella (kesäkuu–syyskuu). Esimerkiksi LR-arvojen tapauksessa monsuunikauden aikaiset lukemat 58 ± 24 sr (355 nm) ja 52 ± 24 sr (532 nm) olivat noin kymmenen yksikköä muita vuodenaikoja korkeampia. Vaimennuskertoimiin liittyvät AE-keskiarvot olivat puolestaan suurimmillaan ($1,66 \pm 0,65$) talvella (joulukuu–helmikuu) ja pienimmillään ($1,04 \pm 0,66$) monsuunikaudella.

Ilmamassatrajektoreille suoritettujen klusterianalyysien avulla havaittiin, että monsuunikauden aikaiset korkeat takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet olivat seurausta lähikulkeuman muita vuodenaikoja voimakkaammasta vaikutuksesta. LR-arvojen tapauksessa monsuunikauden korkeahkojen arvojen voitiin puolestaan todeta johtuneen yksinomaan kyseiselle vuodenajalle ominaisista, Itä- ja Koillis-Intian kautta kulkeneista saastuneista ilmamassoista.

Klusterianalyysien lisäksi ilmamassatrajektorit käytiin läpi yksitellen ja kullekin hiukkaskerrokselle pyrittiin määrittämään todennäköinen lähdealue silmämääräisesti. Tarkasteluun valituille lähdealueille saadut tulokset olivat varsin hyvin linjassa klusterianalyysien avulla saatujen tulosten kanssa; takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet riippuivat kääntäen verrannollisesti lähdealueen ja mittauspaikan välisestä etäisyydestä ja lidarsuhteet saavuttivat keskimääräiset maksiminsa Pohjois- ja Keski-Intian lähdealueella. Havaintoarvojen vähäisestä määrästä johtuen lähdealuekohtaiset tulokset jäivät erityisesti LR- ja AE-arvojen tapauksessa kuitenkin vain suuntaa antaviksi.

Olli Väisänen: Lidar observations of tropospheric aerosol layers and their properties

M.Sc. thesis, 66 pages, 1 appendix (1 page)

Thesis instructors: Ph.D. Mika Komppula, Ph.D. Eleni Giannakaki

Key words: lidar, troposphere, aerosol, optical properties, cluster analysis

The aim of this M.Sc. thesis was to investigate the tropospheric aerosol layers and their properties in Northern India. The multi-wavelength Raman lidar measurements were carried out at the Gual Pahari measurement station (28° 26' N, 77° 09' E) between March 2008 and March 2009, and the they belonged to the frame of the international EUCAARI (European Integrated project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions) project.

In total, 1275 tropospheric aerosol layers were observed from the set of 476 hourly averaged lidar profiles. The mean values of backscatter and extinction coefficients, lidar ratios (LR) and Ångström exponents (AE) were calculated for each of these layers. Furthermore, 4-day back trajectories were computed by using the HYSPLIT model (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) provided by NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

The data was split into four seasons: pre-monsoon (March–May), monsoon (June–September), post-monsoon (October–November) and winter (December–February). The seasonally averaged backscatter and extinction coefficients and lidar ratios reached their maximum values during the monsoon season. For example, the monsoon season related LR values 58 ± 24 sr (355 nm) and 52 ± 24 sr (532 nm) were almost ten units larger than the corresponding values for other seasons. On the contrary, the extinction related Ångström exponent (AE-e) was found to be the highest in the winter (1.66 ± 0.65) and the lowest in the monsoon season (1.04 ± 0.66).

The cluster analysis method was used to divide the computed trajectories into separate groups. The results revealed that the monsoon season was influenced by fewer long-range transport cases than the winter and pre-monsoon seasons. This was also assumed to be the most probable factor affecting the seasonal patterns of backscatter and extinction coefficients. The monsoon season was also characterized by aerosol layers arriving from the eastern directions with exceptionally high LR values.

Besides cluster analysis, the most probable source regions of the observed aerosol layers were also determined manually. The results indicated that the magnitudes of extensive optical properties (backscatter and extinction coefficients) were inversely proportional to the distance between the measurement station and the source region. In addition, the lidar ratios appeared to be the highest in the source region consisting of Northern and Central India. However, exact characteristic LR and AE-e values could not be defined due to low number of good quality data points.

Symbolit ja lyhenteet

A	teleskoopin pääpeilin pinta-ala
A_p	sirottavan hiukkasen geometrinen poikkipinta-ala
AE	Ångström-eksponentti
AOD	hiukkaskerroksen optinen paksuus
c	valonnopeus
d	sirottavan hiukkasen tai molekyylin halkaisija
df	tilastollisten vapausasteiden lukumäärä
G	lidaryhtälön geometriatermi
I	valonsäteen intensiteetti
i	intensiteettiparametri
K	lidaryhtälön korkeudesta riippumaton kerrointermi
L	väliainekerroksen paksuus
LR	lidarsuhde
m	absoluuttinen/suhteellinen taitekerroin
N	hiukkaspitoisuus
n	otoskoko
O	päällekkäisyysfunktio
P	lidarsignaalin voimakkuus
P_0	lähetysteho
p	tilastollinen merkitsevyysaste
Q_e	vaimennustehokkuus
R	etäisyys sirottavasta kappaleesta
r	sirontakorkeus
S	korkeuskorjattu lidarsignaalin voimakkuus
s	otosvarianssi
T	väliaineen optinen läpäisevyys, lämpötila (luku 2)
t	tilastollinen testisuure
v	otoksen vapausasteiden lukumäärä
X	otoskeskiarvo
α	vaimennuskerroin
β	takaisinsirontakerroin
η	optinen kokonaistehokkuus
λ	aallonpituus
ω	sirontakerroin
$d\sigma_s/d\Omega$	sirontapoikkipinta-ala
$d\sigma_e/d\Omega$	vaimennuspoikkipinta-ala
τ	aikaero valopulssin lähettämisen ja vastaanottamisen välillä
θ	sirontakulma
$AE-b$	takaisinsirontakertoimiin liittyvä Ångström-eksponentti
$AE-e$	vaimennuskertoimiin liittyvä Ångström-eksponentti
Bsc	hiukkaskerroksen keskimääräinen takaisinsirontakerroin
Ext	hiukkaskerroksen keskimääräinen vaimennuskerroin

Sisältö

1	Johdanto	7
2	Mittaukset ja mittauspaikka	9
2.1	Taustaa	9
2.2	Ilmasto ja vuodenajat	10
2.3	Hiukkaslähteistä	13
3	Aerosolien optiikkaa	14
3.1	Sironta	14
3.1.1	Elastinen sironta	14
3.1.2	Epäelastinen sironta	16
3.1.3	Takaisinsirontakerroin	17
3.2	Vaimennus	17
4	Lidar	19
4.1	Lidarin toimintaperiaate	19
4.2	Lidartyypit	21
4.3	Polly ^{XT}	22
5	Lidarteoriaa	25
5.1	Lidaryhtälö	25
5.2	Optisten ominaisuuksien määrittäminen lidarsignaalista	26
5.2.1	Elastinen takaisinsironta	27
5.2.2	Raman-sironta	29
5.3	Johdannaisuuheet	31

6	Aineisto ja menetelmät	33
6.1	Tilastolliset menetelmät	36
7	Tulokset ja tulosten tarkastelu	38
7.1	Vuodenajoittainen vaihtelu	38
7.1.1	Geometriset ominaisuudet	38
7.1.2	Optiset ominaisuudet	39
7.1.2.1	Ekstensiiviset ominaisuudet	41
7.1.2.2	Intensiiviset ominaisuudet	41
7.1.2.3	Optinen paksuus	43
7.2	Korkeusluokittainen vaihtelu	47
7.3	Klusterianalyysit	48
7.3.1	Vuodenajoittaiset klusterianalyysit	49
7.4	Lähdealueanalyysi	53
8	Yhteenveto ja johtopäätökset	57
	Lähdeluettelo	60
	Liitteet	66

1 Johdanto

Ilmakehän aerosoleilla tarkoitetaan ilmakehässä leijuvia kiinteitä tai nestemäisiä aerosolihiukkasia sekä niitä ympäröivää ilmaa. (Krishna 2012) Yksittäisten aerosolihiukkasten koko voi vaihdella muutamista nanometreistä aina 0,1 mm:iin saakka ja korkeimmillaan niiden pitoisuudet voivat kohota jopa miljooniin hiukkasiin kuutiosenttimetrissä. Näillä ilmakehän aerosoleilla on havaittu olevan merkittävä vaikutus ilmastoon niin paikallisesti kuin maailmanlaajuisellakin tasolla. Aerosolihiukkaset voivat vaikuttaa säteilyn kulkuun esimerkiksi heijastamalla tai absorboimalla Auringon ja maanpinnan säteilyä. (Kedia & Ramachandran 2011) Toisaalta jotkut hiukkaset voivat toimia myös pilvipisaroiden tiivistymisytiminä, jolloin ne vaikuttavat pilvien optisiin ominaisuuksiin ja elinikään aerosoli-pilvivuorovaikutuksien kautta. (Twomey 1974; Albrecht 1989)

Ilmastovaikutuksen lisäksi aerosolihiukkaset saattavat suurina pitoisuuksina aiheuttaa myös terveyshaittoja. Hiukkaset voivat sisältää esimerkiksi raskasmetalleja kuten lyijyä, voimakkaita happoja tai orgaanisia yhdisteitä, jotka hengityselimistöön kulkeutuessaan voivat altistaa mm. geenimuutoksille ja tulehdustiloille. (Pöschl 2002; Seaton ym. 1995) Halkaisijaltaan alle $2,5 \mu\text{m}$ suuruisten hiukkasten (PM 2.5) onkin arvioitu aiheuttavan maailmanlaajuisesti jopa yli kaksi miljoonaa ennenäikaista kuolemaa vuosittain. (Anenberg ym. 2010; Silva ym. 2013)

Ilmakehän aerosoleihin liittyvät ongelmat ovat merkittävimmillään kehittyvissä maissa kuten Intiassa ja Kiinassa, missä lisääntynyt liikenne, teollisuus ja energiantarve ovat kasvattaneet hiukkaspäästöjä nopeasti. (Ramachandran & Cherian 2008; Bhaskar & Mehta 2010) Esimerkiksi eteläisen Aasian ylle biomassan ja fossiilisten polttoaineiden päästöjen seurauksena kehittynyt ruskea pilvi kattaa noin 10 miljoonan neliökilometrin laajuisen alueen ja sen vaikutusalueella elää lähes puolet koko maapallon väestöstä. (Vidal 2002) Mahdollisesti aiheutuvien terveyshaittojen lisäksi sen alailmakehää lämmittävän vaikutuksen on arvioitu vastaavan paikallisesti lähestulkoon globaalisti kohonneiden kasvihuonekaasupitoisuuksien vaikutusta. (Ramanathan ym. 2007)

Viime vuosina lisääntyneestä tutkimuksesta huolimatta aerosolit ovat yhä erittäin suuri epävarmuustekijä mm. ilmastonmuutoksen arvioinnissa. (IPCC 2007, 2013) Moniin kasvihuonekaasuihin verrattuna aerosolihiukkasten elinikä ilmakehässä on varsin lyhyt, mistä johtuen hiukkaspitoisuudella on poikkeuksellisen voimakas ajallinen ja alueellinen riippuvuus. Lisäksi aerosolien vaikutusmekanismit ja kulkeutumisominaisuudet voivat vaihdella niiden vertikaalisen sijainnin mukaan. Esimerkiksi hiukkasen kyky toimia pilvipisaran tiivistymisytimenä riippuu vallitsevista kosteus- ja lämpötilaoloista ja siten myös hiukkasen sijaintikorkeudesta. (Reddy & Venkataraman 2002a; Kedia & Ramachandran 2011; Komppula ym. 2012)

Muun muassa edellä mainittujen riski- ja epävarmuustekijöiden seurauksena on syntynyt akuutti tarve tuottaa laadukkaita aerosolimittauksia erityisesti kaikkein saastuneimmilla alueilla. (Ganguly ym. 2006) Tästä huolimatta koko ilmakehän pystyprofiilin kattavia tutkimuksia on tehty esimerkiksi eteläisessä Aasiassa vielä varsin vähän. (Komppula ym. 2012) Tämän pro gradu -tutkielman tarkoituksena onkin täten tarkastella alailmakehän hiukkaskerrosten optisia ja geometrisia ominaisuuksia Intiassa, voimakkaasti saastuneella Delhin metropolialueella. Pääasiallisia tutkimuskohteita on kaksi:

1. Hiukkaskerrosten ominaisuuksien ajallinen vaihtelu
2. Hiukkaskerrosten alkuperäalueille ja kulkeutumisreiteille tyypilliset ominaisuudet

Tutkimus perustuu New Delhin läheisyydessä vuosina 2008–2009 suoritettuihin LiDAR-mittauksiin. LiDAR (LIght Detection And Ranging, jatkossa vain 'lidar') on optinen, tutkaperiaatteella toimiva mittalaite, jonka lähettämän laservalon takaisinsironnan avulla voidaan määrittää ilmakehän optinen pystyprofiili. Tutkielman tavoitteena on tarjota suoritettujen mittausten avulla lisätietoa edellä mainittuihin tutkimuskohteisiin liittyen ja tuottaa siten mm. mallinnus- ja satelliittimenetelmien varmentamiseen soveltuvaa aineistoa.

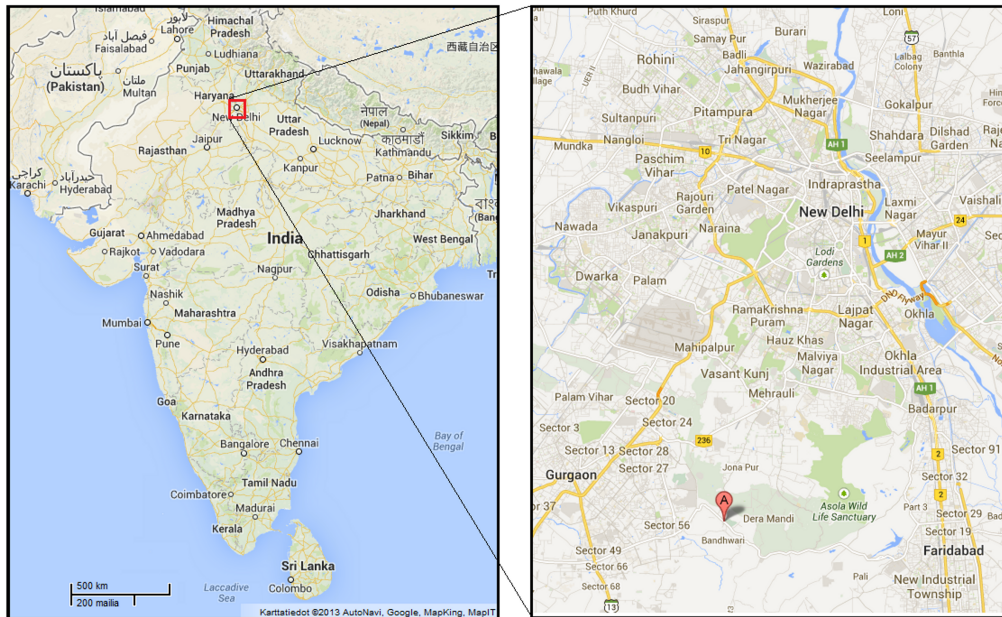
2 Mittaukset ja mittauspaikka

2.1 Taustaa

Tässä tutkielmassa esiteltävät mittaukset olivat osa kansainvälistä EUCAARI-projektia (European Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions), jonka tavoitteena oli tarjota lisätietoa hiukkasten, pilvien, ilmanlaadun ja ilmaston välisistä vuorovaikutuksista. Sen puitteissa Euroopan alueen ulkopuolella järjestettiin mm. neljä noin vuoden mittaista lidarmittauskampanjaa. Intian lisäksi mittauksia suoritettiin Etelä-Afrikassa, Brasiliassa sekä Kiinassa. Kaiken kaikkiaan Intiassa suoritettut hiukkasmittaukset kestivät joulukuusta 2007 tammikuuhun 2010 ja lidarmittaukset maaliskuusta 2008 maalikuuhun 2009. (Kulmala ym. 2011; Komppula ym. 2012)

Intian Gual Paharin (joskus myös Gwal Pahari) mittausasema sijaitsi noin 25 kilometriä New Delhin suurkaupungista etelään (kuva 1). Se sijaitsi alueella, jossa vain sähkötoimisten ajoneuvojen käyttö oli sallittu ja sitä ympäröi pääasiassa tutkimuskäyttöön tarkoitettut maatalousalueet ja kevyt kasvillisuus. Ainoa välittömässä läheisyydessä sijainnut päästölähde oli noin 500 metrin etäisyydellä kulkenut tie. (Komppula ym. 2012) Muista paikallisista hiukkaslähteistä merkittävimpinä mainittakoon noin 10–15 kilometrin päässä mittausaseman molemmin puolin kulkenneet valtatie, New Delhin kaupunkialue sekä seudulle levittäytynyt teollisuus ja energiantuotanto.

Gual Paharin mittauskampanjasta saatuja tuloksia on esitelty tähän päivään mennessä jo muutamissa aikaisemmissa julkaisuissa. Esimerkiksi Hyvärinen ym. tutkivat monsuunikauden aikaisia hiukkas- ja massapitoisuuksia (2011a) sekä hiukkasten fyysisiä ja optisia ominaisuuksia (2011b). Komppula ym. (2012) tarkastelivat puolestaan ilmakehän optisten ominaisuuksien ja pystyprofiilien vuodenaajoittaisia vaihteluita. Lidarmittausten osalta tässä tutkielmassa esiteltävät tulokset eroavat aikaisemmin julkaistuista kuitenkin siten, että nyt ilmakehässä samanaikaisesti eri korkeuksilla esiintyneitä hiukkaskerroksia on tarkasteltu erikseen. Samankaltaista lähestymistapaa on käytetty aikaisemmin muun muassa



Kuva 1: Gual Paharin mittausaseman sijainti (A).

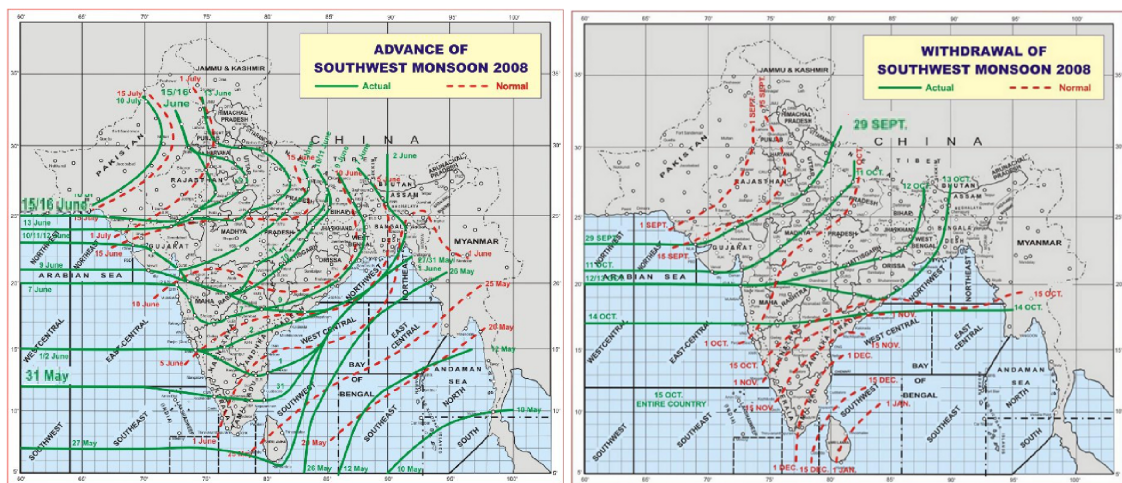
Etelä-Afrikan lidarmittausten yhteydessä. (Giannakaki ym. 2014 [julkaisematon käsikirjoitus])

2.2 Ilmasto ja vuodenaajat

Maantieteellisesti Gual Pahari sijaitsee Pakistanin itäosista aina Bangladeshiin asti ulottuvalla Indo-Gangesin tasankoalueella. Tätä yli 700 miljoonaa ihmistä asuttavaa aluetta rajoittavat pohjoisessa Himalajan vuoristo, idässä Bengalinlahti, etelässä Intian niemimaa ja lännessä Tharin aavikko sekä Arabianmeri. Ilmasto laajoille alueille levittäytyvän tasangon alueella on monimuotoinen ja vuodenaikoja onkin perinteisen jaon mukaan neljä: esimonsuuni (engl. *pre-monsoon*), kesämonsuuni (*south-west monsoon*), jälkimonsuuni (*post-monsoon*) ja talvikausi. (Srivastava ym. 2011; IMD 2010a) Yksinkertaisuuden vuoksi esi- ja jälkimonsuuneihin viitataan tämän tutkielman puitteissa termeillä kesä ja syksy ja monsuunikaudella tarkoitetaan yksinomaan kesämonsuunia.

Perinteisen näkemyksen mukaan Intian monsuunikausi kattaa ajanjakson kesäkuusta syyskuuhun. (Xavier ym. 2007) Vuodenaajan tarkka ajankohta vaihtelee kuitenkin

vuosittain ja siinä on myös alueellisia eroja. Esimerkiksi Intian kaakkoisosissa monsuunikauden kesto voi olla jopa yli 40 päivää maan luoteisosia pidempi. (IMD 2010a) Kuvassa 2 on esitetty monsuunirintaman kehittyminen ja vetäytyminen Intian alueella vuonna 2008. Kuvista havaitaan, että monsuunirintama on saavuttanut Intian itärannikon touko-kesäkuun vaihteessa ja lähes koko maa on ollut monsuunin vaikutuksen alaisena kesäkuun puoleen väliin mennessä. Vastaavasti syyskuun loppuun mennessä vetäytyvän rintaman etureuna on jo ohittanut Delhin alueen.



Kuva 2: Monsuunirintaman eteneminen (vasen) ja vetäytyminen (oikea) vuonna 2008. (Kuva: IMD 2009)

Vuodenaikarajojen suhteen eri julkaisujen välillä esiintyy usein suuriakin eroja, mikä on hyvä pitää mielessä tuloksia vertailtaessa. Esimerkiksi Dey ym. (2005) ja Singh ym. (2004) määrittelivät vuodenajat eurooppalaisen rytmin kaltaisesti siten, että kesäkausi kesti maaliskuusta toukokuuhun ja monsuunikausi kesäkuusta elokuuhun. Tiwari & Singh (2013) rajasivat sen sijaan kesän kestäväksi maaliskuusta kesäkuuhun ja monsuunikauden heinäkuusta elokuuhun. Myös syksyn ajoituksessa voi olla eroja. Esimerkiksi Intian ilmatieteen laitos (IMD) määrittelee viralliseksi syyskaudeksi ajanjakson lokakuusta joulukuuhun, kun taas yleisempi käytäntö varsinkin Intian pohjoisosissa on lukea syyskuukausi ainoastaan loka- ja marraskuu. (IMD 2010a) Tässä tutkielmassa käytetyt, varsin perinteistä jakoa noudattelevat vuodenaikarajat ovat seuraavat: kesä (maaliskuu–toukokuu), monsuuni (kesäkuu–syyskuu), syksy (lokakuu–marraskuu) ja talvi (joulukuu–helmikuu).

Taulukoissa 1 ja 2 on esitetty kuukausittain keskiarvotettuja sääparametreja New Delhistä vuosilta 1956–2000 (IMD 2010b) sekä Intian mittauskampanjan aikana Gual Paharissa mitatut vuodenaikakohtaiset keskilämpötilat (Hyvärinen ym. 2010). Lämpötila- ja sademäärävaihteluiden suhteen vuodenaikojen välillä on havaittavissa huomattavia eroja. Talvi on luonteeltaan vähäsateinen ja viileä, joskin päiväkohtaiset lämpötilavaihtelut voivat olla hyvinkin suuria. Kesällä lämpötilat alkavat puolestaan nousta ja toukokuun loppuun mennessä maksimilämpötilat voivat kohota jopa 45 asteeseen. Kuukausittaiset sademäärät pysyvät kuitenkin vielä varsin vähäisinä. Intian ilmaston kannalta merkittävin vuodenaika onkin täten kesämonsuunikausi. Siihen liittyvät sateet voivat kattaa jopa yli 75 % koko vuotuisesta sademäärästä ja ne vaikuttavat monin paikoin positiivisesti myös ilmanlaatuun. Syyskaudella lokakuusta marraskuuhun lämpötilat alkavat puolestaan jälleen laskea, ja loppukesälle ja monsuunikaudelle ominaisten eteläisten tuulten harventuessa myös sademäärä putoaa nopeasti. (IMD 2010a)

Taulukko 1: Kuukausittain keskiarvotetut ylimmät ja alimmat lämpötilat sekä sadekertymät New Delhistä vuosilta 1956–2000. (IMD 2010b)

	Tam	Hel	Maa	Huh	Tou	Kes	Hei	Elo	Syy	Lok	Mar	Jou
T_{max} (°C)	20,8	23,9	30,0	36,9	40,5	40,3	35,4	33,7	34,2	33,3	28,3	22,7
T_{min} (°C)	6,7	9,1	14,1	20,5	25,1	27,6	26,4	25,6	23,8	18,8	12,7	7,8
Sademäärä (mm)	18,9	16,6	10,8	30,4	29,0	54,3	216,8	247,6	133,8	15,4	6,6	15,2

Taulukko 2: Vuodenaikakohtaiset keski- ja äärilämpötilat Gual Paharin mittausasemalla joulukuun 2007 ja tammikuun 2010 välisenä aikana. (Hyvärinen ym. 2010)

	Kesä	Monsuuni	Syksy	Talvi
T_{mean} (°C)	27,5	27,9	20,6	13,2
T_{max} (°C)	43,2	40,0	35,2	30,3
T_{min} (°C)	8,3	18,1	4,0	0,1

2.3 Hiukkaslähteistä

Intian suurin hiukkaspäästöjen aiheuttaja on fossiilisten polttoaineiden kulutus lämmöntuotannossa, liikenteessä ja teollisuudessa. Toinen merkittävä tekijä on biomassan poltto, joka muodostuu pääasiassa puun ja maatalousjätteiden energiapoltosta (93 %) sekä maasto- ja metsäpaloista (7 %). Kaiken kaikkiaan biomassan ja fossiilisten polttoprosessien aiheuttamien PM 2.5 -päästöjen on arvioitu olevan Intiassa lähes 10 Tg vuosittain, josta fossiilisten polttoaineiden osuus on likimain kaksi kolmasosaa. (Reddy & Venkataraman 2002a, 2002b) Erityisesti Pohjois-Intian kannalta merkittäviä luonnollisia hiukkaslähteitä ovat lisäksi Intian ja Pakistanin rajaseudun (Thar), Lähi-idän ja Pohjois-Afrikan laajat aavikkoalueet, joilta alueelle kulkeutuu läntisten tuulten mukana mm. mineraalipölyä. (Ramachandran & Cherian 2008)

Merkillepantava ero kahden ensiksi mainitun päästölähteen välillä on niiden alueellinen jakautuminen. Fossiilisten polttoaineiden kulutus ja siten myös siitä aiheutuvat hiukkaspäästöt ovat keskittyneet pääasiassa pistemäisiin lähteisiin kuten kaupunkeihin ja teollisuuskeskuksiin. Biomassan poltto on sen sijaan levittäytynyt lähestulkoon koko maan alueelle, suurimpien päästöjen sijoituessa kuitenkin Intian pohjoisosiin ja itärannikolle. (Reddy & Venkataraman 2002b) Alueellisten erojen ohella potentiaalisissa hiukkaslähteissä voi esiintyä myös ajallista vaihtelua. Esimerkiksi absorboivat hiukkaspäästöt ovat lisääntyvän lämmitystarpeen myötä runsaimmillaan talvisin, kun taas läntisten aavikkoalueiden vaikutus on keskittynyt tyypillisesti kesä- ja monsuunikausien ajalle. (Dey ym. 2005; Srivastava ym. 2011; Tiwari & Singh 2013)

3 Aerosolien optiikkaa

3.1 Sironta

Valon sironnalla (engl. *scattering*) tarkoitetaan ilmiötä, jossa valonsäde muuttaa kulkusuuntaansa törmätessään esimerkiksi ilmamolekyyliin tai aerosolihiukkaseen. Kyseisen prosessin aikana mahdollisesti tapahtuvista energiamuutoksista riippuen sironta voidaan luokitella joko elastiseksi tai epäelastiseksi sironnaksi.

3.1.1 Elastinen sironta

Elastisessa sironnassa valokvantin energia ja siten myös siroavan säteen aallonpituus säilyy vakiona. Sirottavan hiukkasen koosta riippuen sirontaa voidaan kutsua tällöin joko Rayleigh- tai Mie-sironnaksi. Rayleigh'n sironnalla tarkoitetaan valon aallonpituuksia huomattavasti pienemmistä hiukkasista aiheutuvaa sirontaa, ja ilmakehätutkimuksen yhteydessä sillä viittaankin tyypillisesti ilman typpi- ja happimolekyylien aiheuttamaan sirontaan. Rayleigh-sironneen säteen intensiteetti voidaan kirjoittaa yhtälömuodossa

$$I(\theta) = \frac{I_0 \pi^4 d^6}{8 R^2 \lambda^4} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2 (1 + \cos^2 \theta), \quad (1)$$

missä d on aerosolihiukkasen tai molekyylin halkaisija, R etäisyys sirottavasta kappaleesta, λ aallonpituus ja I_0 alkuperäisen valonsäteen intensiteetti. Lisäksi m vastaa hiukkasen suhteellista taitekerrointa, eli

$$m = \frac{m_p}{m_m}, \quad (2)$$

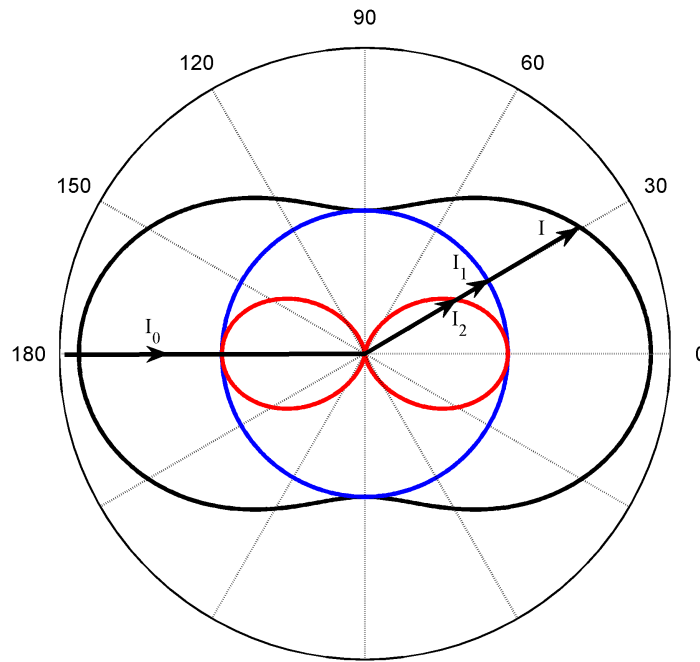
missä m_p on hiukkasen ja m_m väliaineen absoluuttinen taitekerroin. Yhtälön (1) mukaisessa ilmaisussa sirontakulma θ sijaitsee alkuperäisen ja siroavan säteen kulkusuuntien välissä, jolloin suoraan takaisin siroavalle säteelle θ on 180° . Yhtälö voidaan edelleen hajottaa polarisaatiokomponenttien avulla summaksi $I = I_1 + I_2$ siten, että

$$I_1(\theta) = \frac{I_0 \pi^4 d^6}{8R^2 \lambda^4} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2 \quad (3)$$

ja

$$I_2(\theta) = \frac{I_0 \pi^4 d^6}{8R^2 \lambda^4} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2 \cos^2 \theta. \quad (4)$$

Edellä esitetyt funktiot I_1 ja I_2 kuvaavat sirontatasoon nähden kohtisuorasti ja samansuuntaisesti polarisoituneiden säteiden intensiteettejä. Tilannetta on havainnollistettu kuvassa 3, jossa sirontataso kulkee paperin pinnan suuntaisesti ja punaisella, sinisellä ja mustalla on esitetty yhtälöiden (4), (3) ja (1) mukaiset intensiteettijakaumat.



Kuva 3: Rayleigh-sironnan intensiteettijakauma sekä polarisaatiokomponentit I_1 ja I_2 30 asteen sirontakulmassa siroavalle säteelle. Sirottava hiukkanen sijaitsee origossa ja sirontataso kulkee paperin pinnan suuntaisesti.

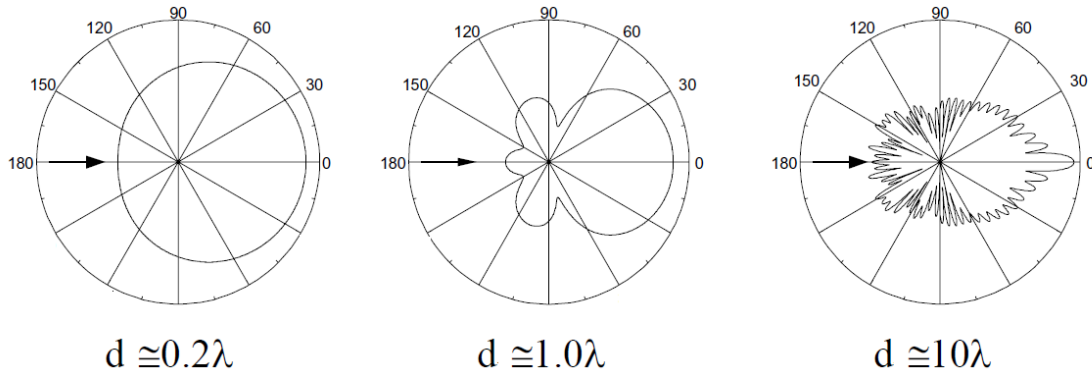
Halkaisijaltaan kutakuinkin valon aallonpituuksia vastaavien hiukkasten tapauksessa sirontaa kutsutaan Mie-sironnaksi ja intensiteettijakauman ratkaisemiseksi on sovellettava yleistä Mie-teoriaa. Maxwellin yhtälöiden pohjalta muodostetun ratkaisun mukaan I_1 ja I_2 voidaan kirjoittaa muodossa

$$I_1(\theta) = \frac{I_0 \lambda^2 i_1}{4\pi^2 R^2} \quad (5)$$

ja

$$I_2(\theta) = \frac{I_0 \lambda^2 i_2}{4\pi^2 R^2}, \quad (6)$$

missä $i_1 = i_1(d, \lambda, m, \theta)$ ja $i_2 = i_2(d, \lambda, m, \theta)$ ovat niin kutsuttuja intensiteettiparametreja. Mikäli sirottavan hiukkasen halkaisija on alle $0,05 \mu\text{m}$, yleisen Mie-teorian ratkaisu supistuu Rayleigh'n sirontaa vastaavaan muotoon. Tätä rajakokoa suurempien hiukkasten tapauksessa yhtälön (1) mukainen ratkaisu ei kuitenkaan enää päde, vaan hiukkaskoon kasvaessa intensiteettiparametrien lausekkeet muodostuvat huomattavasti aikaisempaa monimutkaisemmiksi. Sirontakuvioissa tämä ilmenee mm. eteenpäin suuntautuvan sirontan voimistumisena. (Hinds 1999; Weitkamp 2005)



Kuva 4: Mie-sirontakuvioita eri kokoisille hiukkasille ($\lambda \sim 500 \text{ nm}$). (Kuva: Jensen 2004, muokattu alkuperäisestä kuvasta)

3.1.2 Epäelastinen sironta

Valon epäelastisella sironnalla (Raman-sironta) tarkoitetaan sirontaprosessia, jonka seurauksena siroavan fotonin energia muuttuu. Tämä voi tapahtua kahdella tapaa: Mikäli valokvantti törmää viritystilassa olevaan molekyyliin, voi epästabiili viritystila purkautua. Tällöin emittoituvan fotonin energia kasvaa molekyylin energiatilojen muutoksen verran ja siroavan valon aallonpituus pienenee. Tyypillisesti ilmiö on kuitenkin päinvastainen, eli molekyyli absorboi fotonin energian ja virittyykin aikaisempaa korkeammalle energiatilalle. Täten emittoituvan fotonin energia pienenee ja siroavan valon aallonpituus vastavasti kasvaa. (Long 2002; Weitkamp 2005)

3.1.3 Takaisinsirontakerroin

Sirontapoikkipinta-alalla $d\sigma_s/d\Omega$ tarkoitetaan imaginaarista pinta-alaa, joka kuvaa fotonin sirontatodennäköisyyttä hiukkasesta. Valon aallonpituudesta riippuva sirontakerroin suuntaan θ voidaan esittää sirontapoikkipinta-alan ja sirottavien hiukkasten pitoisuusfunktion N avulla muodossa

$$\omega(\lambda, \theta) = \frac{d\sigma_s}{d\Omega}(\lambda, \theta) \times N. \quad (7)$$

Takaisinsirontakertoimella β tarkoitetaan tällöin nimensä mukaisesti sirontakerrointa 180 asteen (π rad) sirontakulmassa, eli yhtälömuodossa esitettynä

$$\beta(\lambda) = \frac{d\sigma_s}{d\Omega}(\lambda, \pi) \times N. \quad (8)$$

Edellä esitetyn määritelmän mukaisesti sirontakertoimen arvo riippuu suoraan verrannollisesti sirottavien hiukkasten lukumäärästä. Havainto on varsin oleellinen, sillä esimerkiksi lidarilla määritettävän takaisinsirontaprofilin avulla voidaan siten muodostaa karkea arvio vallitsevasta hiukkaspitoisuudesta.

3.2 Vaimennus

Mikäli tarkasteltava fotonin menettää törmäyksen seurauksena kaiken energiansa aerosolihiukkaselle tai molekyylille, puhutaan absorptiosta. Sironnan ja absorption yhteisvaikutusta kutsutaan puolestaan vaimennukseksi (engl. *extinction*) ja vaimennustehokkuudella Q_e tarkoitetaan siten hiukkasen absorptio- ja sirontatehokkuuden summan sekä hiukkaseen osuvan säteilytehon suhdetta. Sen avulla voidaan edelleen määritellä vaimennuskerroin α siten, että

$$\alpha(\lambda) = N A_p Q_e(\lambda) = \frac{\pi N d^2 Q_e(\lambda)}{4}, \quad (9)$$

missä N on jälleen hiukkaspitoisuus ja A_p yksittäisen, $\frac{d}{2}$ -säteisen hiukkasen geometrinen poikkipinta-ala. (Hoosmüller ym. 2009; Hinds 1999) Toisaalta vaimennuskerroin voidaan määrittää takaisinsirontakertoimen tapaan myös niin kutsutun vaimennuspoikkipinta-alan

$d\sigma_e/d\Omega$ avulla. Tällöin vaimennuskerroin voidaan kirjoittaa edeltä tutulla tavalla muodossa

$$\alpha(\lambda) = \frac{d\sigma_e}{d\Omega}(\lambda) \times N, \quad (10)$$

ja vaimennustehokkuudelle Q_e pätee edelleen, että

$$Q_e(\lambda) = \frac{\frac{d\sigma_e}{d\Omega}(\lambda)}{A_p}. \quad (11)$$

4 Lidar

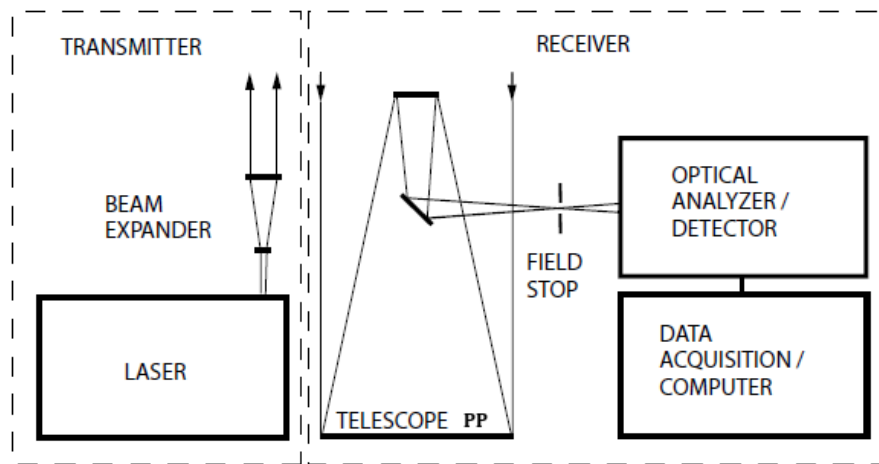
Lidarmittauksen historia juontaa juurensa aina 1930-luvulle saakka, jolloin ilmakehän ominaisuuksia pyrittiin määrittämään mm. valonheittimien avulla. Toden teolla lidartekniikan kehitys alkoi kuitenkin vasta 1960-luvulla laserin keksimisen myötä. Ensimmäiset tulokset laseriin perustuneista mittaustekniikoista julkaistiin vuonna 1963 ja noin vuosikymmen myöhemmin lähes kaikki perusmenetelmät olivat jo selvillä. Kuluneiden vuosikymmenten aikana lidarista on kehittynyt yksi tärkeimmistä ja monipuolisimmista ilmakehätutkimukseen soveltuvista menetelmistä. Sen merkittävimpiin etuihin voidaan lukea korkea spatiaalinen ja ajallinen resoluutio sekä mahdollisuus saada informaatiota jopa yli 100 kilometrin etäisyydeltä asti. Lisäksi lidaria voidaan käyttää niin maanpinnalta käsin kuin myös lentokoneeseen tai satelliittiin kiinnitettynä. (Weitkamp 2005; Mona ym. 2012)

Tässä tutkielmassa lidarin avulla on tarkasteltu ilmakehän aerosolikerrosten geometrisia ja optisia ominaisuuksia. Kaiken kaikkiaan sen sovelluskenttä on kuitenkin huomattavasti laajempi ja aerosolien lisäksi moderneilla lidareilla voidaankin tutkia mm. ilmakehän vesihöyry- ja otsonipitoisuuksia, lämpötiloja, tuulennopeuksia ja -suuntia sekä pilviä. (Mona ym. 2012) Toisaalta lidareilla on lukuisia sovelluskohteita myös ilmakehätieteiden ulkopuolelta. Alaspäin suunnatuilla mittalaitteilla on esimerkiksi kartoitettu arkeologisesti mielenkiintoisia kohteita (Crow ym. 2007) sekä tutkittu hurrikaanien aiheuttamia tuhoja ja muutoksia maanpinnalla (Wozencraft 2013).

4.1 Lidarin toimintaperiaate

Kuvassa 5 on esitetty yksinkertaistettu malli lidarin perusrakenteesta. Sen mukaisesti lidar koostuu kahdesta pääyksiköstä: lähettimestä (engl. *transmitter*) ja vastaanottimesta (*receiver*). Lähettimen perustana toimii laser, jonka tehtävänä tuottaa lyhyitä valopulsseja lähetettäväksi ilmakehään. Laserin synnyttämä valo on luonteeltaan koherenttia, eli se sisältää vain yhtä aallonpituutta ja valoaallot ovat kullakin ajanhetkellä samenvaihei-

sia. Vaikka laservalo on täten jo luonnostaan varsin kollimoitunutta, käytetään laserläh-
teen yhteydessä usein vielä niin kutsuttua säteen laajenninta (*beam expander*). Sen avulla
voidaan kasvattaa säteen halkaisijaa ja pienentää siten sen hajaantumista. Tällöin vas-
taanottimen näkökenttä (*field of view*) voidaan asettaa mahdollisimman kapeaksi, mikä
vähentää ilmakehän taustasäteilyn ja useaan kertaan sironneiden fotonien päätymistä vas-
taanottimelle. Toisaalta tällöin vältetään myös matalilta korkeuksilta peräisin oleva voi-
makas takaisinsirontasignaali, joka voisi aiheuttaa detektorilaitteiston ylikuormittumisen
ja signaalin saturoitumisen.



Kuva 5: Lidar-mittalaitteen perusrakenne. Lähetinlaitteisto koostuu laserista ja säteen laajentimesta, vastaanotin puolestaan teleskoopista, detektorijärjestelmästä ja tietokoneyksiköstä. (Kuva: Weikamp 2005)

Ilmakehästä takaisin sironneet fotonit kerätään yhteen teleskooppijärjestelmän avulla. Teleskooppi muodostuu vertikaalisesti sijoitetuista peileistä, joista suurimman, eli niin sanotun pääpeilin (PP kuvassa 5) halkaisija voi sovelluksesta riippuen vaihdella kymmenistä senteistä jopa muutamiin metreihin. Tämän jälkeen vastaanotettu säde ohjataan vastaanottimen näkökentän määrittävän neulansilmän (*field stop*) läpi detektorille. Detektorille saapuvasta säteilystä suodatetaan halutut aallonpituudet ja varsinainen signaali havaitaan joko laskemalla yksittäiset fotonit käyttäen valomonistinputkia ja valodiodeja tai mittaamalla fotonipulssien synnyttämää sähkövirtaa. Lopuksi saatu analoginen signaali muunnetaan digitaaliseen muotoon ja tallennetaan tarpeettoman suuren datamäärän välttämiseksi sopivan ajanjakson yli keskiarvotettuna.

Vastaanottimelle päätyvän signaalin ja todellisen takaisinsironnan välinen suhde riippuu korkeudesta, jolla valon sironta on tapahtunut. Kyseisten tekijöiden välistä yhteyttä kuvataan niin kutsutulla päällekkäisyysfunktioilla (*overlap function*), jonka muoto riippuu mm. lähetettävän lasersäteen ominaisuuksista ja teleskoopin geometriasta. Lasersäteen ja vastaanottimen näkökentän puutteellisen leikkausalueen vuoksi ongelmallista on erityisesti matalilla korkeuksilla siroavan säteilyn havaitseminen. Mikäli optiset akselit sijaitsevat kuvan 5 mukaisesti rinnakkain, lähietäisyyksiltä sironnut säteily ei pääse kulkeutumaan kokonaisuudessaan detektorille sen liian suuren saapumiskulman vuoksi. Suurikokoisten teleskooppisysteemien tapauksessa tästä aiheutuvan epätäydellisen päällekkäisyysalueen vaikutus voi ulottua jopa useiden kilometrien korkeuteen, mikä on huomioitava signaalia analysoitaessa. Optiset akselit voidaan toisaalta sijoittaa myös samalle vertikaaliselle linjalle, jolloin puhutaan koaksiaalisista systeemeistä. Tällöin epätäydellisen päällekkäisyysalueen vaikutus on vähäisempi, mutta vaarana on detektorin ylikuormittuminen. (Weitkamp 2005)

4.2 Lidartyypit

Ilmakehätutkimuksessa yleisimmin käytössä olevat lidartyypit ovat valon elastisen takaisinsironnan (lyh. ETS) ja Raman-sironnan havaitsemiseen perustuvat menetelmät. ETS-lidar on tekniikaltaan yksinkertainen ja hinnaltaan verrattain edullinen, minkä vuoksi se onkin yleisimmin käytössä oleva lidartyyppejä. Sillä voidaan kuitenkin mitata suoraan ainoastaan ilmakehän takaisinsirontaprofiili ja vaimennusprofiilin arvioimiseksi takaisinsironnan ja vaimennuksen välille on oletettava lineaarinen yhteys. Tämä on haastavaa, sillä parametrien välinen suhde riippuu havainnoitavasta aerosolityypistä ja voi muuttua siten myös korkeuden mukaan. (Mona ym. 2012)

Ilmakehän vaimennusprofiilien itsenäinen mittaaminen on mahdollista ETS-lidaria kehittyneemmällä Raman-lidarilla. Siinä vaimennusprofiili määritetään Raman-sironneesta signaalista käyttäen hyväksi jonkin hyvin tunnetun kaasun (yleensä happi tai typpi) molekyyliipitoisuusprofiilia. Raman-signaalin heikkoutena on kuitenkin sen varsin matala

signaali-kohinasuhde päivänvalossa suoritettujen mittausten tapauksessa, mistä johtuen lidareissa käytetäänkin usein rinnakkain sekä ETS- että Raman-tekniikkaa. (Mona ym. 2012) Päivämittausten ohella tämänkaltainen yhdistelmälidar mahdollistaa takaisinsironnan entistä tarkemman määrittelyn molempia signaalityyppejä hyödyntäen. (Ansmann ym. 1992)

Kaikista kehittyneimmät lidarjärjestelmät käyttävät hyväkseen useita eri aallonpituuksia. Elastista takaisinsirontaa mitataan tällöin tyypillisesti kolmella ja Raman-sirontaa kahdella eri aallonpituudella. Näin saadaan tietoa takaisinsironnan ja vaimennuksen aallonpituusriippuvuudesta, mitä voidaan edelleen hyödyntää aerosolien mikrofysikaalisten ominaisuuksien, kuten hiukkaskoon ja optisten taitekertoimien, selvittämisessä. Tämänkaltaista monikanavaista mittalaitetyyppejä edustaa myös tässä tutkielmassa käytetty Polly^{XT}-lidar. (Mona ym. 2012; Althausen ym. 2009)

4.3 Polly^{XT}

Gual Paharin mittauskampanjassa käytetty Polly^{XT}-mittalaite (*PORtabLe Lidar sYstem, eXTended*) on kehitetty Leibniz Institute for Tropospheric Research -tutkimuskeskuksen ja Ilmatieteen laitoksen välisenä yhteistyönä. Se on edellisessä kappaleessa kuvattuna kaltaisen automatisoitu monikanavalidar, joka mittaa laservalon takaisinsirontaa kolmella (355, 532 ja 1064 nm) ja vaimennusta kahdella (355 ja 532 nm) eri aallonpituudella. Mittausjärjestelmä on rakennettu sääsuojatun, ilmastoidun instrumenttikaapin sisään ja se on liikuteltavissa käsivoimin kaapin pohjaan kiinnitettyjen pyörien avulla. Mittalaitteen kattoon on asennettu lämpötila- ja sadeanturit sekä laservalon ulos- ja sisäänmenoikkunoita suojaava kansi. Mikäli sadeanturi havaitsee sadetta, suojakansi sulkeutuu automaattisesti. Lisäksi mittausjärjestelmään on liitetty tutka, joka lentokoneen havaittuaan sammuttaa laserin väliaikaisesti. (Althausen ym. 2009; Komppula ym. 2012)



Kuva 6: Polly^{XT}-lidar avattuna: (1) laser, (2,6,8) virtalähteet, (3) säteen laajennin, (4) teleskooppi, (5) vastaanotin, (7) tietokoneyksikkö, (9) ilmastointilaite, (10) sääanturit, (11) suojakansi. (Kuva: Althausen ym. 2009)

Laserlähteenä Polly^{XT}:ssa käytetään 20 Hz:n lähetystaajuudella toimivaa Nd:YAG-tyypin laseria. Alun perin 1064 nm:n aallonpituudella lähetetyn valopulssin taajuus kaksin- ja kolminkertaistetaan laserin yhteyteen liitetyillä optisilla kristalleilla. Tällöin laserpulsseja emittoituu samanaikaisesti kolmella eri aallonpituudella: 355, 532 ja 1064 nm. Ennen ilmakehään suuntaamista lasersäteen halkaisijaa kasvatetaan vielä 6 mm:stä noin 45 mm:iin, jolloin säteen hajontakulma pienenee 1,5 mrad:sta alle 0,2 mrad:iin. Takaisinsironnut säteily kerätään yhteen teleskoopilla, jonka pääpeilin halkaisija on 300 ja polttoväli 900 mm. Neulansilmän määrittämä vastaanottimen näkökentän leveys on 1 mrad. (Althausen ym. 2009)

Detektorilaitteisto koostuu noin kymmenestä optisesta säteen jakajasta (engl. *beam splitter*), jotka erottelevat neulansilmän läpi kulkeeneen valon aallonpituudet omille kanavilleen. Elastista takaisinsirontaa mitataan tällöin luonnollisesti alkuperäisillä lähetysaallonpituuksilla 355, 532 ja 1064 nm. Raman-sironta määritetään puolestaan aallonpituuksille 387 ja 607 nm, jotka vastaavat typpiatomeista epäelastisesti sironnutta laservaloa alkuperäisillä aallonpituuksilla 355 ja 532 nm. Signaalin havaitseminen tapahtuu Polly^{XT}-lidarissa valomonistinputkien avulla. Yksityiskohtaisen kuvauksen käytetyistä komponenteista ja mittausasetelmasta ovat julkaisseet Althausen ym. (2009).

5 Lidarteoriaa

5.1 Lidaryhtälö

Vastaanottimelle saapuvan lidarsignaalin voimakkuus P voidaan kirjoittaa neljän tekijän tulona

$$P(r, \lambda_L, \lambda) = K(\lambda_L, \lambda) \times G(r) \times \beta(r, \lambda_L, \lambda) \times T(r, \lambda_L, \lambda), \quad (12)$$

missä muuttujat λ_L , λ ja r vastaavat alkuperäisen ja sironneen säteen aallonpituuksia sekä sirontakorkeutta (Weitkamp 2005; Mona ym. 2012) Yhtälön ensimmäinen termi $K(\lambda_L, \lambda)$ voidaan edelleen kirjoittaa yksityiskohtaisemmin muodossa

$$K(\lambda_L, \lambda) = P_0(\lambda_L) \frac{c\tau}{2} A\eta(\lambda), \quad (13)$$

missä c on valonnopeus, P_0 yksittäisen laserpulssin keskimääräinen teho ja τ aikaero pulssin lähettämisen ja havaitsemisen välillä. Lisäksi A vastaa teleskoopin pääpeilin pinta-alaa ja η lidarsysteemin kokonaistehokkuutta. Kokonaistehokkuus on arvio detektorilaitteiston optisista häviöistä ja riippuu laitekohtaisesti käytetyistä komponenteista. $G(r)$ liittyy puolestaan lidarin geometrisiin ominaisuuksiin yhtälön

$$G(r) = \frac{O(r)}{r^2} \quad (14)$$

mukaisesti. Yhtälössä esiintyvä tekijä $O(r)$ on edellisessä luvussa kuvatus kaltaisen päällekkäisyysfunktio, joka saa lidarin välittömässä läheisyydessä arvon 0 ja lähestyy 1:stä etäisyyden r kasvaessa. Lidaryhtälön kolmas termi $\beta(r, \lambda_L, \lambda)$ on ilmakehän takaisinsirontakerroin ja se voidaan ilmoittaa erikseen ilman molekyylien (alaindeksi *mol*) ja aerosolihiukkasten (*aer*) aiheuttaman takaisinsironnan summana:

$$\beta(r, \lambda_L, \lambda) = \beta_{mol}(r, \lambda_L, \lambda) + \beta_{aer}(r, \lambda_L, \lambda). \quad (15)$$

Yhtälön viimeinen termi $T(r, \lambda_L, \lambda)$ kuvaa puolestaan laservalon sironnasta (*sca*) ja absorptiosta (*abs*) aiheutuvaa intensiteetin pienenemistä ja se on mahdollista kirjoittaa vai-

mennuskertoimen α avulla muodossa

$$T(r, \lambda_L, \lambda) = \exp \left[- \int_0^r \alpha(R, \lambda_L) dR \right] \times \exp \left[- \int_0^r \alpha(R, \lambda) dR \right]. \quad (16)$$

Tarvittaessa myös vaimennuskerroin voidaan ilmoittaa ilman molekyylien ja aerosolihiukasten aiheuttaman vaimennuksen summana. Eli

$$\begin{aligned} \alpha(r, \lambda) &= \alpha_{abs}(r, \lambda) + \alpha_{sca}(r, \lambda) \\ \alpha(r, \lambda) &= \alpha_{aer}(r, \lambda) + \alpha_{mol}(r, \lambda) \end{aligned}$$

ja siten

$$\alpha(r, \lambda) = \alpha_{mol,abs}(r, \lambda) + \alpha_{mol,sca}(r, \lambda) + \alpha_{aer,abs}(r, \lambda) + \alpha_{aer,sca}(r, \lambda). \quad (17)$$

Elastisen takaisinsironnan tapauksessa lasersäteen aallonpituus säilyy vakiona eli $\lambda_L = \lambda$. Tällöin lidaryhtälö voidaan kirjoittaa kokonaisuudessaan varsin yksinkertaisessa muodossa

$$P(r, \lambda) = P_0(\lambda) \frac{c\tau}{2} A \eta(\lambda) \frac{O(r)}{r^2} \beta(r, \lambda) \exp \left[-2 \int_0^r \alpha(R, \lambda) dR \right]. \quad (18)$$

5.2 Optisten ominaisuuksien määrittäminen lidarsignaalista

Tässä kappaleessa esitellään inversiomenetelmät, joiden avulla havaitusta lidarsignaalista on määritetty ilmakehän takaisinsironta- ja vaimennusprofiilit. Päivämittausten tapauksessa takaisinsirontaprofiilit on laskettu elastisesta takaisinsirontasignaalista käyttäen niin kutsuttua Klettin menetelmää (Klett 1981; Fernald 1984). Yömittauksissa on hyödynnetty puolestaan epäelastisen signaalin käsittelyyn soveltuvaa Raman-menetelmää (Ansmann ym. 1990; Althausen ym. 2009)

5.2.1 Elastinen takaisinsironta

Kirjoitetaan lidaryhtälö vakioaallonpituudelle λ muodossa

$$P(r) = K_0 \frac{O(r)}{r^2} \beta(r) \exp \left[-2 \int_0^r \alpha(R) dR \right], \quad (19)$$

missä termi K_0 sisältää yhtälön (18) oikean puolen korkeudesta riippumattomat tekijät.

Määritellään uusi muuttuja $S(r)$ puolestaan siten, että

$$S(r) \equiv \ln \left[r^2 P(r) \right]. \quad (20)$$

Mikäli nyt valitaan r_0 siten, että $O(r) \equiv 1$ kun $r \geq r_0$, niin $S(r)$ voidaan kirjoittaa kyseiselle korkeusalueelle muodossa

$$S(r) = \ln K_0 + \ln \beta(r) - 2 \int_0^r \alpha(R) dR. \quad (21)$$

Tällöin pätee edelleen, että

$$S(r) - S(r_0) = \ln \beta(r) - \ln \beta(r_0) - 2 \int_{r_0}^r \alpha(R) dR, \quad (22)$$

jolloin vastaavaksi differentiaaliyhtälöksi saadaan

$$\frac{dS(r)}{dr} = \frac{1}{\beta(r)} \frac{d\beta(r)}{dr} - 2\alpha(r). \quad (23)$$

Mikäli vaimennuksen ja takaisinsironnan välille oletetaan lineaarinen yhteys $\text{LR}(r) = \alpha(r)/\beta(r)$ (nk. lidarsuhde) ja oletetaan vielä, että $\text{LR}(r)$ on korkeudesta riippumaton vakio, voidaan yhtälö (23) kirjoittaa muodossa

$$\frac{dS(r)}{dr} = \frac{1}{\beta(r)} \frac{d\beta(r)}{dr} - 2 \text{LR} \beta(r). \quad (24)$$

Näin saadusta differentiaaliyhtälöstä voidaan puolestaan ratkaista takaisinsirontakerroin $\beta(r)$ hyödyntäen Bernoullin differentiaaliyhtälön tai homogeenisen Riccati-yhtälön tun-

nettua ratkaisua. Tällöin siis

$$\beta^{-1}(r) = \exp \left[- \int^r \frac{dS}{dR'} dR' \right] \times \left[C - 2 \text{LR} \int^r \exp \left(- \int^{R'} \frac{dS}{dR''} dR'' \right) dR' \right] \quad (25)$$

ja soveltamalla reunaehtoa $r \rightarrow r_0 \Rightarrow \beta(r) \rightarrow \beta(r_0)$ saadaan takaisinsironta- ja vaimennusprofileiksi

$$\begin{aligned} \beta(r) &= \frac{\exp[S(r) - S(r_0)]}{\frac{1}{\beta(r_0)} - 2 \text{LR} \int_{r_0}^r \exp[S(R') - S(r_0)] dR'} \\ \alpha(r) &= \frac{\exp[S(r) - S(r_0)]}{\frac{1}{\alpha(r_0)} - 2 \int_{r_0}^r \exp[S(R') - S(r_0)] dR'}. \end{aligned} \quad (26)$$

Koska $\beta(r)$ ja $\alpha(r)$ lähestyvät asymptoottisesti nollaa, tulee sekä osoittajien että nimittäjien pientyä kutakuinkin samalla nopeudella. Tässä muodossa esitettynä nimittäjän pieni arvo muodostuu kuitenkin kahden suurehkon luvun erotuksesta, mikä tekee ratkaisusta erittäin epästabiilin. (Klett 1981)

Klettin (1981) mukaan epästabiilisuusongelma voidaan kuitenkin välttää muodostamalla ratkaisu korkeusalueelle $r \leq r_m$ edellä käytetyn rajoitteen $r \geq r_0$ sijaan. Hyödyntäen uutta reunaehtoa $r \rightarrow r_m \Rightarrow \beta(r) \rightarrow \beta(r_m)$, yhtälöstä (25) ratkaistavat takaisinsironta- ja vaimennusprofiilit voidaan tällöin esittää vaihtoehtoisessa muodossa

$$\begin{aligned} \beta(r) &= \frac{\exp[S(r) - S(r_m)]}{\frac{1}{\beta(r_m)} + 2 \text{LR} \int_r^{r_m} \exp[S(R') - S(r_m)] dR'} \\ \alpha(r) &= \frac{\exp[S(r) - S(r_m)]}{\frac{1}{\alpha(r_m)} + 2 \int_r^{r_m} \exp[S(R') - S(r_m)] dR'}. \end{aligned} \quad (27)$$

Nyt osamäärien nimittäjät muodostuvat erotuksen sijaan kahden luvun summasta, mikä vuoksi yhtälöparin (27) mukainen Klettin menetelmä on huomattavasti aikaisempaa ratkaisua (26) stabiilimpi. Nimittäjien muodosta voidaan lisäksi päätellä, että ratkaisujen riippuvuus ennalta määrättävästä takaisinsirontakertoimesta $\beta(r_m)$ pienenee sirontakorkeuden madaltuessa. (Klett 1981)

5.2.2 Raman-sironta

Kirjoitetaan lidaryhtälö Raman-sironneelle signaalille muodossa

$$P(r, \lambda_L, \lambda) = K_0 \frac{O(r)}{r^2} \beta(r, \lambda_L, \lambda) \exp \left\{ - \int_0^r [\alpha(R, \lambda_L) + \alpha(R, \lambda)] dR \right\}. \quad (28)$$

Käyttäen hyväksi ilmakehän N_2 -typpimolekyylien ennalta tunnettua pitoisuusprofiilia $N(r)$ ja takaisinsirontapoikkipinta-alaa $d\sigma_s(\lambda_L, \lambda, \pi)/d\Omega$, takaisinsirontakerroin $\beta(r, \lambda_L, \lambda)$ voidaan esittää yhtälön (8) mukaisesti muodossa

$$\beta(r, \lambda_L, \lambda) = N(r) \frac{d\sigma_s(\lambda_L, \lambda, \pi)}{d\Omega}. \quad (29)$$

Yhdistämällä edellä esitetyt kaksi yhtälöä ja differentioimalla jälleen r :n suhteen, eksponenttitermissä esiintyvät vaimennuskertoimet voidaan kirjoittaa differentiaaliyhtälönä

$$\alpha(r, \lambda_L) + \alpha(r, \lambda) = \frac{d}{dr} \left[\ln \frac{O(r)N(r)}{r^2 P(r)} \right]. \quad (30)$$

Olettamalla edelleen, että $O(r) \equiv 1$, saadaan määritelmän (17) mukaisesti, että

$$\alpha_{aer}(r, \lambda_L) + \alpha_{aer}(r, \lambda) = \frac{d}{dr} \left[\ln \frac{N(r)}{r^2 P(r)} \right] - \alpha_{mol}(r, \lambda_L) - \alpha_{mol}(r, \lambda). \quad (31)$$

Jotta yhtälöstä (31) voidaan määrittää vaimennuskerroin lähetysaallonpituudelle λ_L , on vaimennuskertoimien aallonpituusriippuvuudelle määritettävä yhteys. Määritellään kyseisen yhteyden muodossa

$$\frac{\alpha(\lambda_1)}{\alpha(\lambda_2)} = \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)^{AE}, \quad (32)$$

missä AE on niin kutsuttu Ångström-eksponentti. Tällöin siis

$$\alpha_{aer}(r, \lambda) = \alpha_{aer}(r, \lambda_L) \left(\frac{\lambda_L}{\lambda} \right)^{AE(r)} \quad (33)$$

ja vaimennusprofiiliksi saadaan kokonaisuudessaan

$$\alpha_{aer}(r, \lambda_L) = \frac{\frac{d}{dr} \left[\ln \frac{N(r)}{r^2 P(r)} \right] - \alpha_{mol}(r, \lambda_L) - \alpha_{mol}(r, \lambda)}{1 + \left(\frac{\lambda_L}{\lambda} \right)^{AE(r)}}. \quad (34)$$

Näin muodostettu lidaryhtälön ratkaisu ei ole erityisen herkkä Ångström-eksponentin $AE(r)$ valinnalle. Esimerkiksi puolen yksikön epätarkkuus valitussa arvossa aiheuttaa tuloksiin arviolta vain noin 5 %:n suhteellisen virheen. Suuruusluokaltaan mittausaallonpituuksia vastaavien aerosolihiukkasten ja vesipisaroiden tapauksessa Ångström-arvoksi voidaankin usein asettaa inversiovaiheessa vakioarvo 1. (Weitkamp 2005)

Merkitään elastista takaisinsirontasignaalia ja Raman-signaalia muuttujilla $P(r, \lambda_L)$ ja $P(r, \lambda_R)$. Takaisinsironta voidaan määrittää nyt molempien signaalityyppien avulla hyödyntäen suhdetta

$$\frac{P(r, \lambda_L)P(r_0, \lambda_R)}{P(r_0, \lambda_L)P(r, \lambda_R)}.$$

Sijoittamalla tähän yhtälön (28) mukaiset lidaryhtälöt, saadaan termejä uudelleenjärjestelmällä takaisinsirontaprofilin ratkaisuksi

$$\begin{aligned} \beta_{aer}(r, \lambda_L) + \beta_{mol}(r, \lambda_L) &= [\beta_{aer}(r_0, \lambda_L) + \beta_{mol}(r_0, \lambda_L)] \\ &\times \frac{P(r, \lambda_L)P(r_0, \lambda_R)}{P(r_0, \lambda_L)P(r, \lambda_R)} \frac{N(r)}{N(r_0)} \\ &\times \frac{\exp \left\{ - \int_{r_0}^r [\alpha_{aer}(R, \lambda_R) + \alpha_{mol}(R, \lambda_R)] dR \right\}}{\exp \left\{ - \int_{r_0}^r [\alpha_{aer}(R, \lambda_L) + \alpha_{mol}(R, \lambda_L)] dR \right\}}. \end{aligned} \quad (35)$$

Raman-menetelmässä referenssikorkeus r_0 asetetaan usein yläilmakehään, missä hiukkasista aiheutuva takaisinsironta on ilman molekyyliihin verrattuna vähäistä. Tällöin voidaan arvioida, että

$$\beta_{aer}(r_0, \lambda_L) + \beta_{mol}(r_0, \lambda_L) \approx \beta_{mol}(r_0, \lambda_L), \quad (36)$$

mikä vähentää referenssiarvon $\beta_{aer}(r_0, \lambda_L)$ valinnasta aiheutuvaa epätarkkuutta. (Ansmann ym. 1990; Ansmann ym. 1992; Weitkamp 2005)

5.3 Johdannaissuureet

Itsenäisesti määritettyjen takaisinsiron- ja vaimennusprofiilien avulla voidaan laskea lidarsuhteiden ja Ångström-parametrien korkeusprofiilit. Lidarsuhde riippuu hiukkasten fysikaalisista ja kemiallisista ominaisuuksista ja on siten merkittävä parametri hiukkaskerrostien karakterisoinnin kannalta. Lidarsuhde määritetään yhtälön (37) mukaisesti vaimennuksen ja takaisinsironnan suhteena ja se sisältää siten informaatiota esimerkiksi hiukkasten absorptiokyvystä. Kohonneet LR-arvot viittaavat voimakkaasti absorboiviin, tyyppillisesti antropogeenisiin hiukkaspäästöihin. Matalampia arvoja esiintyy puolestaan mm. merellisten aerosolien ja aavikkopölyn yhteydessä. (Müller ym. 2007)

$$\text{LR}(r, \lambda) = \frac{\alpha_{aer}(r, \lambda)}{\beta_{aer}(r, \lambda)} \quad (37)$$

Vaimennukseen liittyvä Ångström-parametri kuvaa vaimennuksen aallonpituusriippuvuutta. Mitä suurempi kyseinen AE-arvo on, sitä voimakkaammin hiukkaset vaimentavat säteilyä lyhyillä aallonpituuksilla. Sen avulla voidaan saada siten tietoa hiukkasten kokojakaumasta; korkeat AE-arvot viittaavat pienhiukkasten ja matalat vastaavasti karkeiden hiukkasten kohonneeseen määrään. (Ångström 1964; Schuster ym. 2006)

$$\text{AE}(r) = \frac{\ln \left(\frac{\alpha_{aer}(r, \lambda_1)}{\alpha_{aer}(r, \lambda_2)} \right)}{\ln \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)} \quad (38)$$

Ångström-eksponentti voidaan määrittää tarvittaessa myös takaisinsironnan avulla, jolloin yhtälössä (38) esiintyvät vaimennustermit $\alpha_{aer}(r, \lambda_1)$ ja $\alpha_{aer}(r, \lambda_2)$ korvautuvat muuttujilla $\beta_{aer}(r, \lambda_1)$ ja $\beta_{aer}(r, \lambda_2)$. Samansuuruisten arvojen saaminen kuitenkin edellyttää, että

$$\frac{\alpha_{aer}(r, \lambda_1)}{\alpha_{aer}(r, \lambda_2)} = \frac{\beta_{aer}(r, \lambda_1)}{\beta_{aer}(r, \lambda_2)}, \quad (39)$$

eli

$$\frac{\alpha_{aer}(r, \lambda_1)}{\underbrace{\beta_{aer}(r, \lambda_1)}_{\text{LR}(r, \lambda_1)}} = \frac{\alpha_{aer}(r, \lambda_2)}{\underbrace{\beta_{aer}(r, \lambda_2)}_{\text{LR}(r, \lambda_2)}}. \quad (40)$$

Todellisuudessa lidarsuhteet voivat kuitenkin riippua hyvinkin voimakkaasti tarkasteltavasta aallonpituudesta. Esimerkiksi Ackermannin (1998) mallinnustulosten mukaan LR-arvot 355 nm:n aallonpituudella voivat olla aavikkopölyn tapauksessa jopa kaksi kertaa suurempia 532 nm:n aallonpituuteen verrattuna. Tässä tutkielmassa vaimennus- ja takaisinsirontakertoimiin liittyvät Ångström-arvot on eroteltu toisistaan viittaamalla parametreihin järjestyksessä lyhentein AE–e ja AE–b.

Beerin-Lambertin-Bouguer’n lain mukaan aerosolikerroksen optinen läpäisevyys T voidaan ilmoittaa vaimennuskertoimen α_{aer} avulla muodossa

$$T = e^{-\alpha_{aer}L}, \quad (41)$$

missä L on väliainekerroksen paksuus. (Hinds 1999) Yhtälössä esiintyvää termiä $\alpha_{aer}L$ kutsutaan yleisesti aerosolien optiseksi paksuudeksi (AOD) ja vaimennuskertoimen aallonpituus- ja korkeusriippuvuus huomioiden se voidaan ilmoittaa integraalimuodossa

$$\text{AOD}(\lambda) = \int_{r_1}^{r_2} \alpha_{aer}(r, \lambda) dr. \quad (42)$$

Aerosolien optiset ominaisuudet jaetaan tyypillisesti ekstensiivisiin ja intensiivisiin muotoihin. Ekstensiivisiksi ominaisuuksiksi kutsutaan parametreja, joiden arvo riippuu suoraan verrannollisesti havainnoitavien hiukkasten lukumäärästä. Intensiiviset parametrit kuvaavat sen sijaan yksittäisten hiukkasten ominaisuuksia. Tässä tutkielmassa ekstensiivisiä ominaisuuksia edustavat määritelmiensä mukaisesti takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet ja intensiivisiä vastaavasti LR- ja AE-arvot.

6 Aineisto ja menetelmät

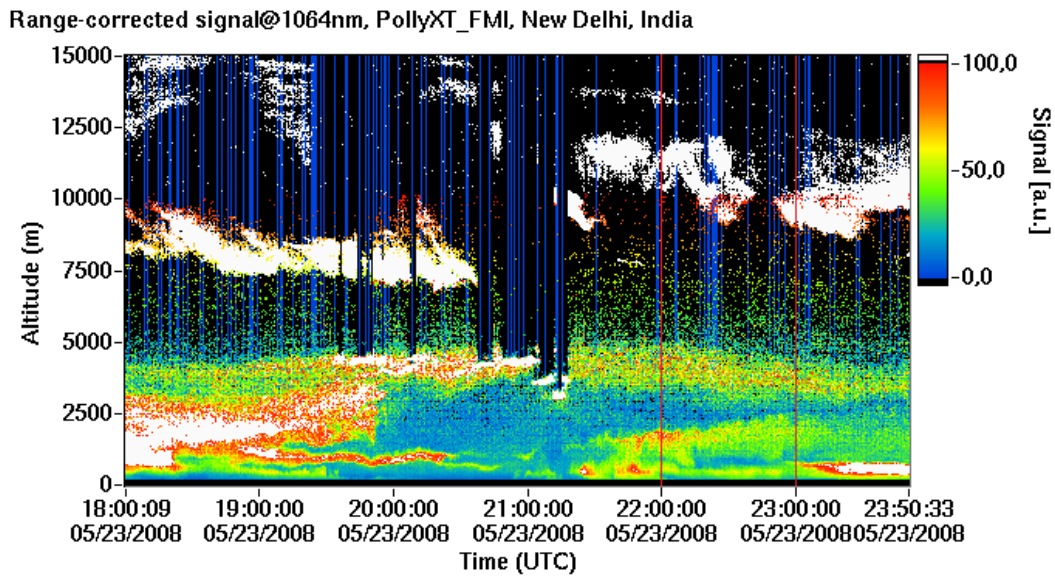
Gual Paharin mittauskampanjan aikana Polly^{XT}-lidar oli toiminnassa yhteensä 183 päivänä kaikkiaan lähes 2500 tunnin ajan. (Komppula ym. 2012) Teknisistä ongelmista, sateista ja alapilvistä johtuen kerätty aineisto ei ollut kuitenkaan tämän tutkimuksen tarpeisiin kokonaisuudessaan hyödynnettävissä, vaan tarkasteluun valittiin noin 500 erillistä mitaustuntia. Kyseisille tunneille keskiarvotettujen takaisinsironta- ja vaimennusprofiilien kuukausittaiset lukumäärät on esitetty taulukossa 3.

Taulukko 3: Tuntikeskiarvotettujen takaisinsironta- ja vaimennusprofiilien kuukausittaiset lukumäärät maaliskuun 2008 ja maaliskuun 2009 väliseltä ajalta.

	Maa	Huh	Tou	Kes	Hei	Elo	Syy	Lok	Mar	Jou	Tam	Hel	Maa	Yht
β (355, 532, 1064 nm)	31	47	37	64	63	41	12	-	6	6	-	66	103	476
α (355, 532 nm)	21	21	20	19	23	27	6	-	5	5	-	45	55	247

Kerätystä lidaraineistosta määritettiin ilmakehän hiukkaskerrosten sijainnit tarkastelemalla laskettuja takaisinsirontaprofileja sekä Polly.Net -sivustolle (<http://polly.tropos.de>) koottuja esikatselukuvia. Hiukkaskerrosten sijainti arvioitiin ensin silmämääräisesti esikatselukuvista, minkä jälkeen niiden ala- ja yläpintojen korkeudet (ns. geometriset rajat) määritettiin mahdollisimman tarkasti takaisinsironnan korkeusderivaattojen avulla. Alapinta sijoitettiin pisteeseen, jossa korkeusderivaatat saavuttivat lokaalin maksimiarvonsa. Yläpinta asetettiin vastaavasti seuraavien lokaalien minimien kohdalle. Näin asetetulta väliltä valittiin vielä optisten ominaisuuksien laskemiseksi alue (ns. optiset rajat), jolla lidarsuhteet ja Ångström-parametrit sijoittuivat väleille 20–150 sr (LR) ja 0–4 (AE). Koska havaintopisteet sijaitsivat tasaisesti 30 metrin välein, voitiin keskimääräiset optiset ominaisuudet laskea tämän jälkeen perinteiseen tapaan aritmeettisina keskiarvoina. Mitatuista takaisinsirontaprofileista määritettiin lisäksi ilmakehän hiukkasprofiilien kokonaispaksuus etsimällä korkeus, jolla 355 nm:n aallonpituudelle määritetty takaisinsirontakerroin laskee arvonsa $0,1 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ alapuolelle. Mikäli tällaista arvoa ei löytynyt, valittiin maksimikorkeus, johon asti hyvälaatuinen positiivinen takaisinsirontadata ulottui. Hiukkaskerrosten keskimääräisiin takaisinsironta- ja vaimennuskertoimiin viitataan jatkossa lyhentein Bsc ja Ext.

Kuvissa 7, 8 ja 9 on esitetty esimerkkimittaus toukokuulta 2008. Esikatselukuvasta 7 havaitaan, että kello 22–23 (UTC¹) välisenä aikana päällekkäisiä aerosolikerroksia on ollut läsnä kaikkiaan kolme kappaletta. Kuvasta 8 puolestaan nähdään, että hyvälaatuisesta takaisinsironta- ja vaimennusdatasta voidaan erottaa epätäydellisen päällekkäisyysalueen seurauksena ainoastaan kaksi ylintä hiukkaskerrosta. Kyseisten hiukkaskerrosten geometriset rajat on asetettu kuvan oikeassa laidassa esitettyjen gradienttiprofiilien mukaisesti ja ne on esitetty kuvissa yhtenäisillä vaakaviivoilla.



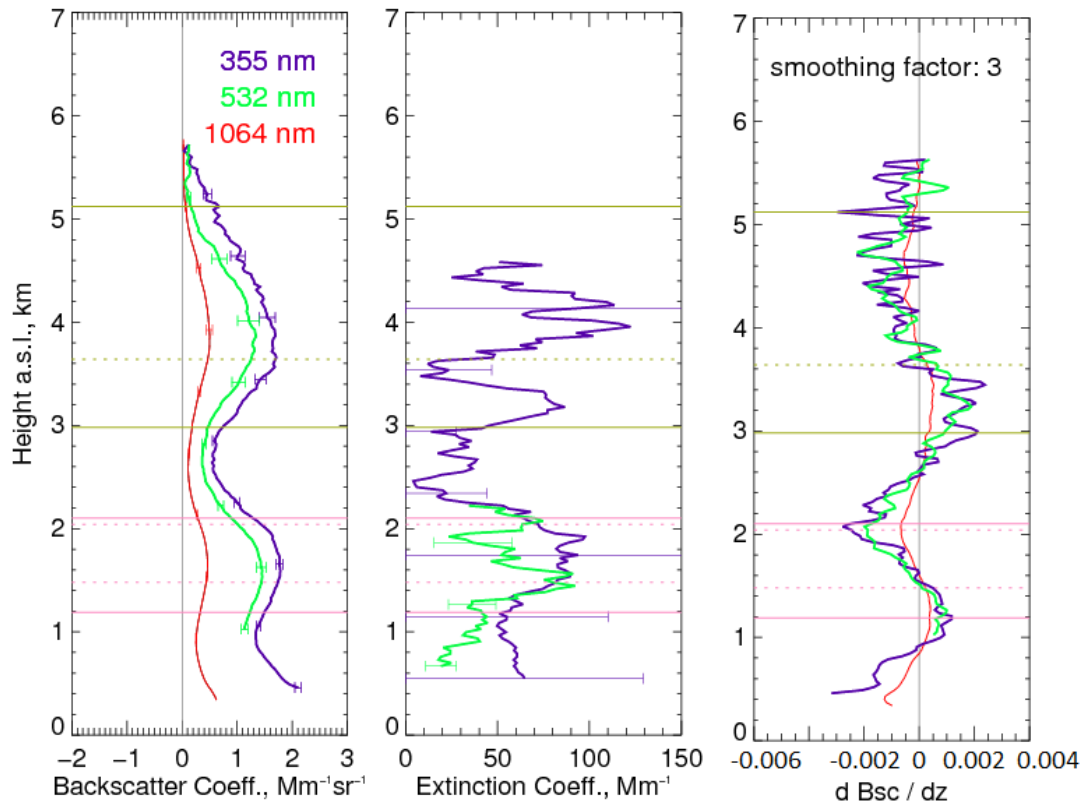
Kuva 7: Ilmakehän hiukkaskerrosten muodostuminen 23.05.2008 kello 18:00–23:50 (UTC) välisenä aikana. (Kuva: <http://polly.tropos.de>)

Kuvassa 9 on esitetty valitulle esimerkkitunnille määritetyt LR- ja AE-profiilit. Alemman hiukkaskerroksen tapauksessa katkoviivoilla merkityt optiset rajat on määritetty AE-profiilin käyttäytymisen perusteella. Ylemmän hiukkaskerroksen tapauksessa optinen alaraja on asetettu puolestaan tarkastelemalla LR-355-arvoa.

Hiukkaskerrosten optiset paksuudet laskettiin mitatuista vaimennusprofileista yhtälön 42 mukaisena integraalina

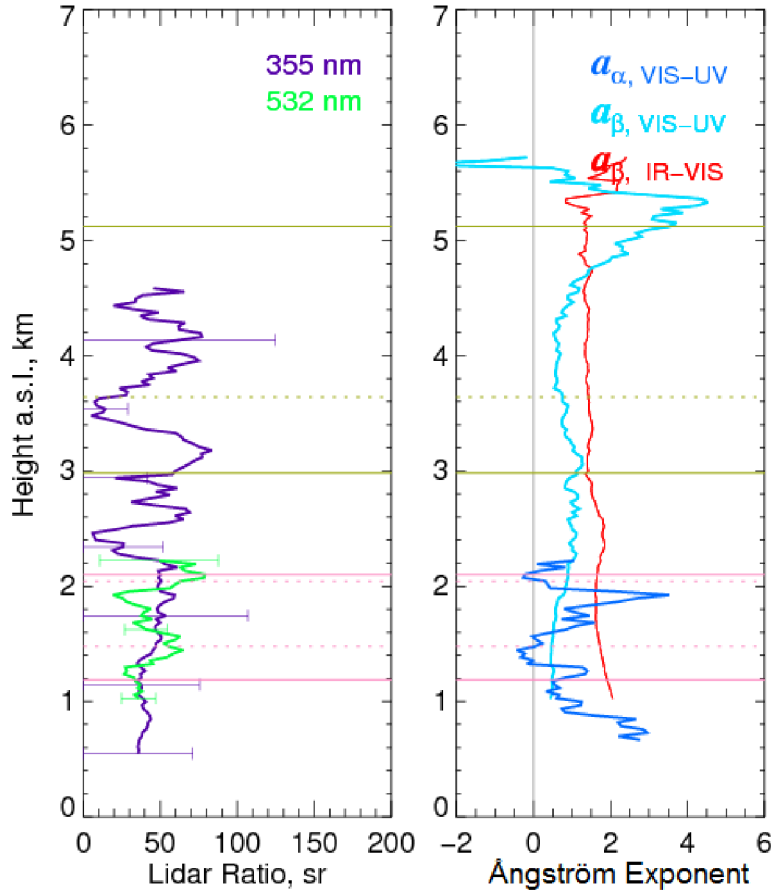
$$\text{AOD}(\lambda) = \int_{r_1}^{r_2} \alpha(r, \lambda) dr.$$

¹Coordinated Universal Time, Intian aikavyöhyke UTC + 5,5 h



Kuva 8: Tuntikeskiarvotetut takaisinsironta- ja vaimennusprofiilit sekä takaisinsironnan korkeusgradientit 23.05.2008 kello 22–23 (UTC) suoritetulle esimerkkimittaukselle. Havaittujen hiukkaskerrostien geometriset rajat on merkitty kuviin yhtenäisillä ja optiset rajat katkonaisilla vaakaviivoilla.

Koko hiukkasprofiilille lasketun kokonais-AOD:n tapauksessa alaraja r_1 sijoitettiin maanpinnan tasolle ja ylärajana r_2 käytettiin 355 nm:n aallonpituudella mitatun takaisinsiron-taprofiilin avulla määritettyä kokonaiskorkeutta. Koska epätäydellisen päällekkäisyysalu- een seurauksena mitatut vaimennusprofiilit eivät ulottuneet maanpinnan tasolle saakka, oletettiin, että alin luotettavasti mitattu vaimennuskertoimen arvo $\alpha(\lambda, r')$ vastasi ident- tisesti vaimennusta korkeusvälillä $0 \leq r \leq r'$. Kyseisen kaltainen oletus on varsin ylei- sesti käytetty lidartutkimuksen yhteydessä ja siitä aiheutuva virhe kohtalaisen vähäinen. (Giannakaki ym. 2010) Vaimennusprofiileissa mahdollisesti esiintyneet negatiiviset arvot asetettiin tämän jälkeen nolllaksi ja optiset paksuudet laskettiin numeerisesti puolisuunni- kaskmenetelmää hyödyntäen. Yksittäisten hiukkaskerrostien tapauksessa integrointirajoina r_1 ja r_2 käytettiin asetettuja geometrisia rajoja.



Kuva 9: Lidarsuhteiden ja Ångström-parametrien tuntikeskiarvotetut pystyprofiilit 23.05.2008 kello 22–23 (UTC) suoritettulle esimerkkitutkimukselle. Hiukkaskerrosten geometriset rajat on merkitty kuviin yhtenäisillä ja optiset rajat katkonaisilla vaakaviivoilla. Ångström-eksponenttien tapauksessa $a_{\alpha, \text{VIS-UV}}$, $a_{\beta, \text{VIS-UV}}$ ja $a_{\beta, \text{IR-VIS}}$ vastaavat tässä tutkielmassa käytettyjä merkintöjä AE–e 355/532, AE–b 355/532 ja AE–b 532/1064.

6.1 Tilastolliset menetelmät

Tämän tutkielman puitteissa suoritettut tilastolliset tarkastelut toteutettiin luottamusväli-tarkasteluina sekä soveltamalla Welchin kaksisuuntaista t-testiä. Welchin testi vastaa pääpiirteittäin Studentin perinteistä t-testiä, mutta se ei sisällä oletusta otosvarianssien yhtäsuuruudesta. Tällöin testisuure t voidaan laskea käyttäen yhtälöä

$$t = \frac{X_1 - X_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}}}, \quad (43)$$

missä muuttujat X , s ja n vastaavat vertailtavien otosten keskiarvoa, varianssia ja kokoa.

Tilastollisten vapausasteiden lukumäärälle df pätee puolestaan, että

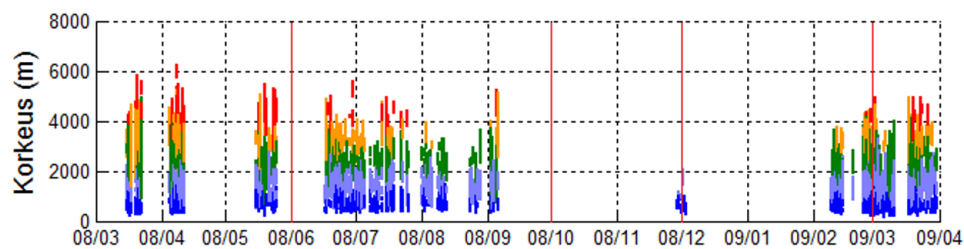
$$df = \frac{\left(\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2} \right)^2}{\frac{s_1^4}{n_1^2 v_1} + \frac{s_2^4}{n_2^2 v_2}}, \quad (44)$$

kun $v_1 = n_1 - 1$ ja $v_2 = n_2 - 1$. (Welch 1947)

7 Tulokset ja tulosten tarkastelu

7.1 Vuodenajoittainen vaihtelu

Aikasarja havaituista 1275:stä hiukkaskerroksesta on esitetty kuvassa 10. Hiukkaskerrokset on värikoodattu niiden keskimääräisen korkeuden mukaan siten, että sininen, violetti, vihreä, keltainen ja punainen kuvaavat järjestyksessä korkeusvälejä 0–1 km, 1–2 km, 2–3 km, 3–4 km ja 4–6 km. Tulosten tarkastelun kannalta harmillista on teknisistä ongelmista aiheutunut vähäinen datamäärä lokakuun 2008 ja tammikuun 2009 väliseltä ajalta. Esimerkiksi syksyn kuusi hiukkaskerrosta sijoittuvat marraskuun kolmen viimeisen vuorokauden ajalle, eikä niiden perusteella voida siten tehdä johtopäätöksiä vuodenajan keskimääräisistä ominaisuuksista. Kesän ja erityisesti monsuunikauden tapauksessa mittaukset kattavat kyseiset ajanjaksot kuitenkin varsin hyvin.



Kuva 10: Aikasarja mittauskampanjan aikana havaituista hiukkaskerroksista. Aika on esitetty vaakakselillä muodossa vuosi/kuukausi ja vuodenajat on eroteltu toisistaan punaisilla pystyviivoilla.

7.1.1 Geometriset ominaisuudet

Vertailtavat geometriset parametrit olivat yksittäisten hiukkaskerrosten paksuus sekä niiden alapinnan, keskikohdan ja yläpinnan korkeus. Lisäksi on tarkasteltu edellisessä luvussa kuvatussa tavalla määritettyjä hiukkasprofiilien kokonaispaksuuksia. Edellä mainittujen parametrien vuodenaikakohtaiset keskiarvot ja keskihajonnat on esitetty taulukossa 4.

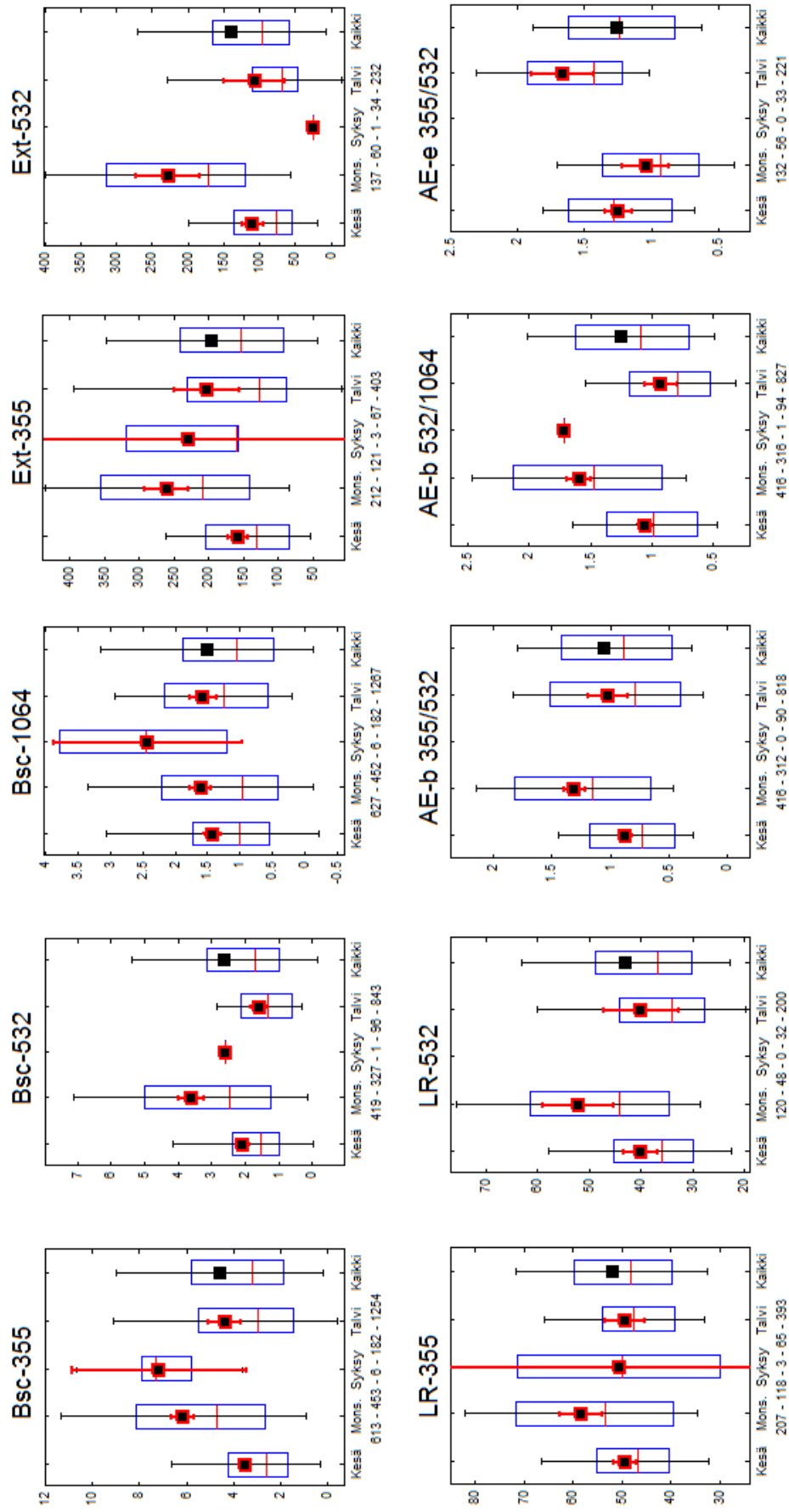
Taulukko 4: Hiukkaskerrosten geometristen ominaisuuksien vuodenaikakohtaiset keskiarvot ja keskihajonnat. Taulukon ylimmällä rivillä sulkeisiin on kirjattu keskiarvotettujen pystyprofiilien ja niissä havaittujen hiukkaskerrosten lukumäärä kunkin tarkasteluajanjakson aikana.

	Kesä (216/629)	Monsuuni (167/458)	Syksy (4/6)	Talvi (72/182)	Kaikki (459/1275)
Keskikohta (m)	1962 ± 1202	1853 ± 994	799 ± 204	1537 ± 947	1857 ± 1104
Yläpinta (m)	2372 ± 1354	2184 ± 1056	935 ± 194	1872 ± 1108	2227 ± 1231
Alapinta (m)	1551 ± 1111	1521 ± 977	663 ± 241	1202 ± 829	1486 ± 1032
Yläpinta - alapinta (m)	821 ± 603	663 ± 428	272 ± 161	670 ± 494	740 ± 536
Kokonaispaksuus (m)	4582 ± 1147	3850 ± 1008	1982 ± 522	3287 ± 1170	4090 ± 1215

Tuloksista havaitaan, että hiukkaskerrokset ovat sijainneet talvella hieman kesä- ja monsuunikausia matalammalla ja lisäksi ne ovat olleet kesällä keskimäärin monsuuni- ja talvikausia paksumpia. Poikkeamien tilastollisesta merkitsevyydestä huolimatta hiukkaskerroskohtaiset tulokset ovat kuitenkin verrattain lähellä toisiaan ja arvoissa on kunkin vuodenaajan puitteissa myös erittäin suurta hajontaa. Kokonaispaksuuden tapauksessa vuodenaikakohtaiset erot ovat jonkin verran selkeämpiä ja esimerkiksi kesän keskiarvo (4582 m) on lähes 40 % talvikauden vastaavaa (3287 m) suurempi. Myös monsuunikauden keskiarvo (3850 m) poikkeaa kesän ja talven arvoista tilastollisesti merkitsevästi.

7.1.2 Optiset ominaisuudet

Hiukkaskerrosten optisten ominaisuuksien vuodenaikojen vaihtelu on esitetty laatikkograafeina kuvassa 11. Kollaasin ylempi rivi muodostuu ekstensiivisistä (takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet) ja alempi rivi intensiivisistä ominaisuuksista (lidarsuhteet ja Ångström-eksponentit). Kuvissa musta punareunainen neliö on keskiarvo, mustat viikset kuvaavat keskihajontaa ja punaiset keskiarvon 95 %:n luottamusväliä. Sinisen laatikon ala- ja yläreunat vastaavat 25. ja 75. persentiilejä ja punainen vaakaviiva mediaaniarvoa. Vastaavia merkintöjä on käytetty myös muissa tutkielmassa esitetyissä laatikkograafeissa.



Kuva 11: Optisten ominaisuuksien vuodenajoittainen vaihtelu laatikkograafina. Musta punareunainen neliö on keskiarvo, mustat viikset kuvaavat keskihajontaa ja punaiset keskiarvon 95 %:n luottamusväliä. Sinisen laatikon ylä- ja alareunat vastaavat 25. ja 75. persenttilejää ja punainen vaakaviiva mediaania. Kuvien alle on kirjattu keskiarvotettujen hiukkaskerrosten lukumäärä kunkin tarkastelujakson aikana.

7.1.2.1 Ekstensiiviset ominaisuudet

Taulukoon 5 on koottu takaisinsironta- ja vaimennuskertoimien vuodenaikakohtaiset keskiarvot ja keskihajonnat. Lisäksi sulkeisiin on kirjattu keskiarvotettujen hiukkaskerrosten lukumäärä kunkin parametrin ja tarkastelujakson tapauksessa. Tuloksista havaitaan, että 355 ja 532 nm:n aallonpituuksilla mitatut takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet saavuttavat selkeät maksimiarvonsa monsuunikauden aikana. Monsuunikaudelle on ominaista myös havaintoarvojen suuri hajonta, mikä on helpoiten havaittavissa laatikkograafeissa esitettyjä persentiilejä tarkastelemalla. Ext-355:n tapauksessa tilastollisesti merkitsevä ero monsuuni- ja talvikauden välillä saadaan selville Welchin t-testillä ($df = 125$; $t = 2,0445$; $p = 0,0430$), mutta muutoin merkitsevyydet monsuuni-talvi- ja monsuuni-kesäparien välillä ovat todettavissa suoraan luottamusvälitarkastelulla. Bsc-355:n ja Bsc-532:n tapauksissa myös kesä ja talvi poikkeavat toisistaan, mutta arvojen keskinäinen järjestys on eri; Bsc-355 saa pienimmän arvonsa kesällä, Bsc-532 puolestaan talvella.

Taulukko 5: Hiukkaskerrosten ekstensiivisten ominaisuuksien vuodenaikakohtaiset keskiarvot ja keskihajonnat. Sulkeisiin kunkin parametrin kohdalle on kirjattu keskiarvotettujen hiukkaskerrosten lukumäärä.

	Kesä	Monsuuni	Syksy	Talvi	Kaikki
Bsc-355 ($\text{Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$)	$3,5 \pm 3,2$ (613)	$6,1 \pm 5,2$ (453)	$7,1 \pm 3,5$ (6)	$4,4 \pm 4,8$ (182)	$4,6 \pm 4,4$ (1254)
Bsc-532 ($\text{Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$)	$2,1 \pm 2,1$ (419)	$3,6 \pm 3,5$ (327)	$2,6 \pm \text{N/A}$ (1)	$1,6 \pm 1,3$ (96)	$2,6 \pm 2,8$ (843)
Bsc-1064 ($\text{Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$)	$1,4 \pm 1,6$ (627)	$1,6 \pm 1,7$ (452)	$2,4 \pm 1,4$ (6)	$1,6 \pm 1,4$ (182)	$1,5 \pm 1,6$ (1267)
Ext-355 (Mm^{-1})	158 ± 104 (212)	260 ± 175 (121)	229 ± 123 (3)	202 ± 193 (67)	196 ± 152 (403)
Ext-532 (Mm^{-1})	109 ± 91 (137)	228 ± 172 (60)	$25 \pm \text{N/A}$ (1)	107 ± 122 (34)	139 ± 132 (232)

7.1.2.2 Intensiiviset ominaisuudet

Taulukkoon 6 on koottu lidarsuhteiden ja Ångström-eksponenttien vuodenaikakohtaiset tunnusluvut. Sekä 355 että 532 nm:n aallonpituuksille määritetyt LR-arvot noudattelevat lähes vastaavanlaista vuodenaikarytmiä kuin vaimennus- ja takaisinsirontakertoimet; keskimääräiset arvot ovat suurimmillaan monsuunikaudella, kuten myös havaintoarvojen hajonta. LR-532:n tapauksessa monsuuni- ja talvikauden välisen poikkeaman tilastollinen merkitsevyys voidaan osoittaa Welchin testillä ($df = 73$; $t = 2,4446$; p

= 0,0169). Muutoin riittää ekstensiivisten ominaisuuksien tapaan luottamusvälitarkastelu.

Taulukko 6: Hiukkaskerrosten intensiivisten ominaisuuksien vuodenaikakohtaiset keskiarvot ja keskihajonnat. Sulkeisiin kunkin parametrin kohdalle on kirjattu keskiarvotettujen hiukkaskerrosten lukumäärä.

	Kesä	Monsuuni	Syksy	Talvi	Kaikki
LR-355 (sr)	49 ± 17 (207)	58 ± 24 (118)	51 ± 28 (3)	49 ± 16 (65)	52 ± 20 (393)
LR-532 (sr)	40 ± 18 (120)	52 ± 24 (48)	N/A ± N/A (0)	40 ± 20 (32)	43 ± 20 (200)
AE-b 532/355	0,87 ± 0,58 (416)	1,31 ± 0,84 (312)	N/A ± N/A (0)	1,02 ± 0,82 (90)	1,05 ± 0,75 (818)
AE-b 1064/532	1,06 ± 0,59 (416)	1,59 ± 0,87 (316)	1,72 ± N/A (1)	0,93 ± 0,61 (94)	1,25 ± 0,76 (827)
AE-e 532/355	1,24 ± 0,56 (132)	1,04 ± 0,66 (56)	N/A ± N/A (0)	1,66 ± 0,65 (33)	1,26 ± 0,63 (221)

Tulosten tarkastelun kannalta merkittävin Ångström-parametri on vaimennuskertoimiin liittyvä AE-e-arvo, jonka suhteen vuodenaikojen välillä on myös tilastollisesti merkitseviä eroja. Talven poikkeama nähdään suoraan luottamusväleistä ja kesän ja monsuunikauden välisen eron todentaa jälleen Welchin testi (df = 91; t = 2,0045; p = 0,0480). Merkillepantavaa tuloksissa on kuitenkin ero AE-e:n ja takaisinsirontaan liittyvien AE-b-arvojen välillä. AE-e saa keskimääräisen maksiminsa talvella ja miniminsä monsuunikaudella, kun taas AE-b-keskiarvot ovat tällöin suurimmillaan. Parametrien välisten erojen varmistamiseksi kerätystä datasetistä valittiin hiukkaskerrokset, joille kaikki viisi intensiivistä ominaisuutta olivat määritettävissä. Näin saadun karsitun datasetin tapauksessa AE-b 532/355 -arvoissa ei ollut enää havaittavissa vuodenaikojen vaihtelua, mutta AE-b 1064/532 ja AE-e saivat ääriarvonsa yhä päinvastaisina vuodenaikoina.

Singh ym. (2010) määrittivät Delhissä tammikuun 2006 ja tammikuun 2007 väliselle ajalle keskimääräisen AE-arvon $0,68 \pm 0,35$. Lukema on taulukkoon 6 kirjattua AE-e-keskiarvoa $1,26 \pm 0,63$ huomattavasti pienempi, mutta poikkeavasta suuruusluokastaan huolimatta julkaisussa esitettyjen kuukausikeskiarvojen vuotuinen rytmi muistuttaa tässä tutkimuksessa havaittua vaihtelua. Korkeimmat AE-arvot sijoittuivat Singhin ym. mukaan syys- ja talvikuukausille, kun taas matalampia arvoja esiintyi pääasiassa kesä- ja monsuunikausien aikana. Dey & Di Girolamo (2010) tutkivat satelliittiaineiston avulla ilmakehän optisen paksuuden ja keskimääräisen Ångström-parametrin vuodenaikakohtaista vaihtelua Intian eri osissa. Indo-Gangesin tasankoalueen tapauksessa keskimääräiset AE-arvot olivat $0,96 \pm 0,15$ (kesä), $1,03 \pm 0,14$ (monsuuni), $1,04 \pm 0,11$ (syksy) ja $0,94 \pm 0,11$ (talvi). Kyseiset lukemat ovat suuruusluokaltaan hieman lä-

hempänä tässä tutkimuksessa saatuja tuloksia kuin Singhin ym. tapauksessa ja erityisesti monsuunikauden arvot vastaavat hyvin toisiaan. Talvikausien välinen ero on kuitenkin yhä melko suuri, eivätkä Deyn & Di Girolamon esittämät keskiarvot noudata myöskään taulukon 6 mukaista vuodenaikarytmiä.

Singhin ym. (2010) ohella havaitun kaltaisesta vuodenaikarytmistä ovat raportoineet muun muassa Kedia & Ramachandran (2011) ja Dey ym. (2005). Kedian & Ramachandranin Ahmedabadissa vuosina 2006–2008 mittaamat vuodenaajoittaiset AE-keskiarvot olivat likimain 0,6 (kesä), 0,8 (monsuuni), 1,1 (syksy) ja 1,3 (talvi). Hiukkasolosuhteiltaan huomattavasti puhtaammassa Gurushikharissa lukemat olivat vuodenaajasta riippuen noin 0,1–0,2 yksikköä alhaisempia. Dey ym. tarkastelivat ilmakehän optisia ominaisuuksia puolestaan Kanpurissa vuosina 2001–2004. Syksyn ja talven AE-keskiarvot vaihtelivat tuolloin tarkasteluvuodesta riippuen välillä 1,10–1,40, kesälle ja monsuunikaudelle ominaisen välin ollessa noin 0,35–0,85.

7.1.2.3 Optinen paksuus

Taulukossa 7 on esitetty vuodenaajoittain luokitellut optiset paksuudet koskien koko alailmakehän hiukkasprofiilia (AOD_T) että yksittäisiä hiukkaskerroksia (AOD_L). Tuloksista havaitaan, että monsuunikauden aikaiset lukemat ovat olleet molemmissa tapauksissa selvästi kesä- ja talvikausia korkeampia. Esimerkiksi AOD_T –355-arvojen tapauksessa monsuunikauden keskiarvo $0,99 \pm 0,63$ on lähes kaksinkertainen kesän ja talven keskiarvoihin verrattuna. Vertailun vuoksi lidarin vaimennusprofileista johdettuja optisia paksuuksia verrattiin vielä Cimel-aurinkofotometrin tarjoamaan AOD-aineistoon. Aurinkofotometri oli toiminnassa Gual Paharin mittausasemalla joulukuusta 2008 tammikuuhun 2010 ja se oli osa kansainvälistä AERONET-verkostoa (AERosol RObotic NETwork).

Cimel-aurinkofotometrin osalta luokittelussa on käytetty hyväksi vuorokausittain keskiarvotettua pilvivapaata aineistoa (Level 1.5) joulukuun 2008 ja marraskuun 2009

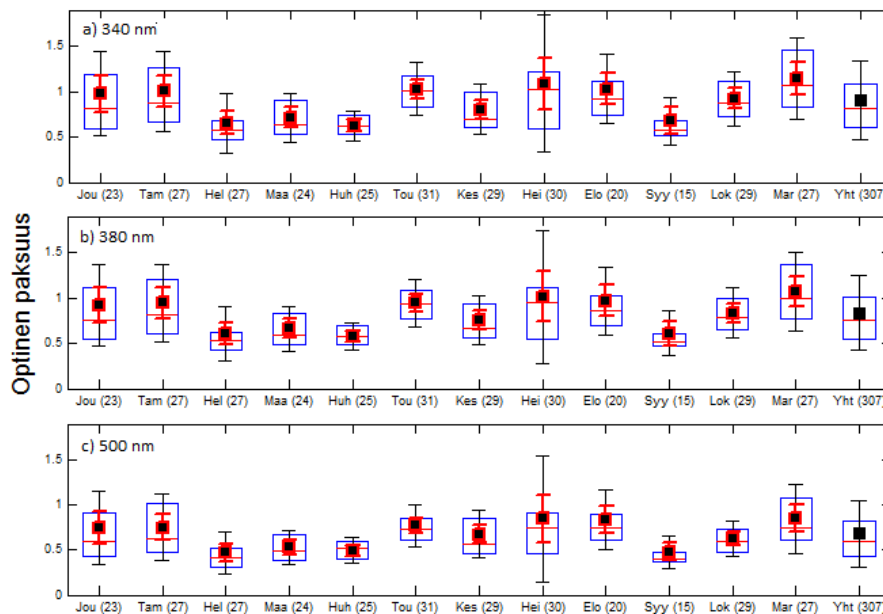
väliseltä ajalta. Poikkeavan mittausajanjakson lisäksi huomionarvoista on, että Cimel-mittaukset on suoritettu päiväsaikaan, kun taas lidarin avulla määritetyt optiset paksuudet perustuvat yöllisiin mittauksiin. AERONET-mittausasemilta kerätty aineisto on vapaasti ladattavissa mittausverkoston Internet-sivuilla (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

Taulukko 7: Ilmakehän hiukkasprofiilien (alaindeksi T) sekä yksittäisten hiukkaskerros-
ten (L) optisten paksuuksien vuodenaikakohtaiset keskiarvot ja keskihajonnat. Sulkeisiin
kunkin parametrin kohdalle on kirjattu keskiarvotettujen havaintoarvojen lukumäärä.

	Kesä	Monsuuni	Syksy	Talvi	Kaikki
AOD _T –355	0,58 ± 0,31 (115)	0,99 ± 0,63 (66)	0,81 ± 0,11 (3)	0,53 ± 0,52 (48)	0,69 ± 0,50 (232)
AOD _T –532	0,46 ± 0,36 (115)	0,97 ± 0,62 (67)	0,65 ± 0,90 (3)	0,24 ± 0,25 (41)	0,57 ± 0,52 (226)
AOD _L –355	0,11 ± 0,14 (284)	0,15 ± 0,13 (150)	0,14 ± 0,09 (4)	0,10 ± 0,11 (104)	0,12 ± 0,13 (542)
AOD _L –532	0,09 ± 0,15 (235)	0,14 ± 0,14 (103)	0,16 ± 0,22 (2)	0,04 ± 0,06 (94)	0,09 ± 0,14 (433)

Kuukausittain luokitellut Cimel- ja lidar-AOD:t on esitetty laatikkograafeina kuvissa 12 ja 13. Tuloksista on havaittavissa selkeää ajallista vaihtelua, joka ei kuitenkaan noudata määriteltyjä vuodenaikarajoja. Korkeimmat AOD-lukemat sijoittuvat toukokuun ja elokuun sekä marraskuun ja tammikuun välisille ajoille. Keskimääräistä matalampia arvoja esiintyy puolestaan helmikuusta huhtikuuhun sekä syyskuussa. Yhteisen mittausjakson aikana (helmi-maaliskuu 2009) lähimpien lidar- ja Cimel-arvojen keskimääräinen suhteellinen ero vaihteli aallonpituusparista riippuen noin 35 %:sta aina 54 %:iin, pienimpien yksittäisten erojen ollessa muutamien prosenttien luokkaa. Kuvia 12 ja 13 vertailemalla kuitenkin havaitaan, että helmikuun ja elokuun välisen ajan osalta kuukausittaiset keskiarvot vastaavat – pääosin poikkeavista mittausvuosistaan huolimatta – varsin hyvin toisiaan.

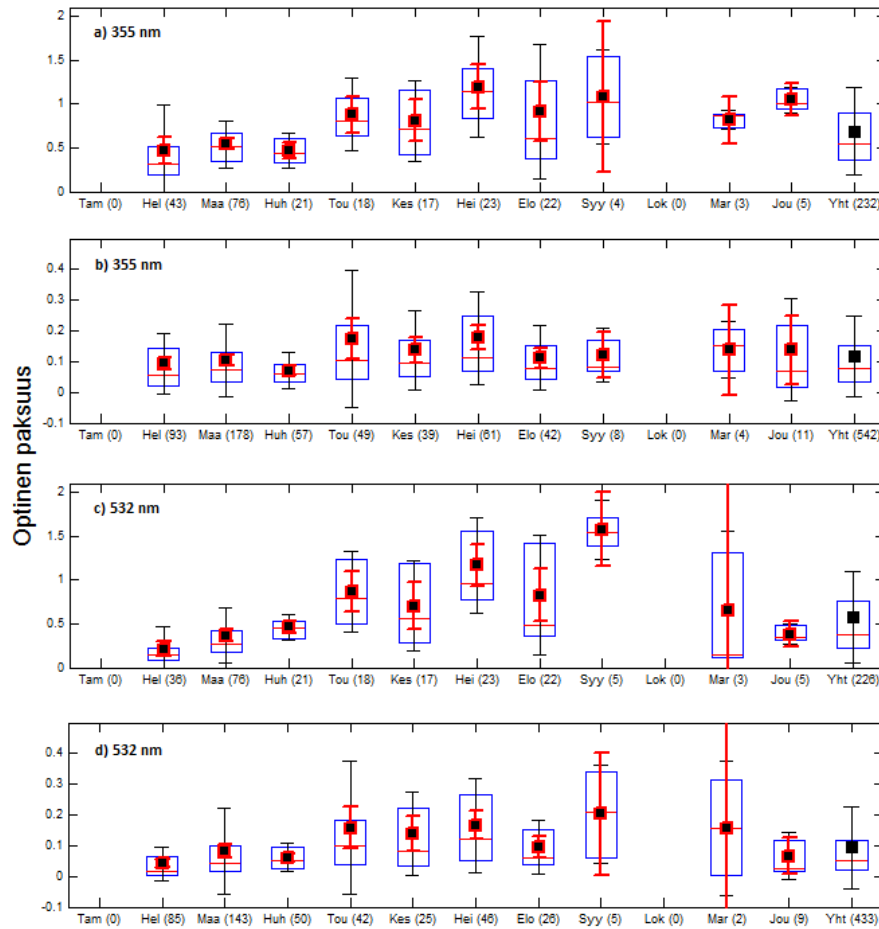
Dey & De Girolamo (2010) määrittivät Indo-Gangesin tasankoalueelle vuodenaikakohtaiset AOD–558-keskiarvot 0,45 ± 0,06 (kesä), 0,45 ± 0,08 (monsuuni), 0,35 ± 0,08 (syksy) ja 0,36 ± 0,09 (talvi). Talven ja kesän tapauksessa lukemat ovat varsin hyvin linjassa taulukossa 7 esitettyjen AOD_T–532-arvojen 0,24 ± 0,25 ja 0,46 ± 0,36 kanssa, mutta monsuunikauden keskiarvo poikkeaa sen sijaan jopa selvästi tässä tutkimuksessa havaitusta huippuarvosta 0,97 ± 0,62. Kedian & Ramachandranin (2011) Ahmedabadissa mittaamat AOD–400-arvot saavuttivat puolestaan miniminsä 0,36 kesällä ja maksiminsa 0,47 monsuunikaudella. Syksyn ja talven keskiarvot olivat likimain 0,45. Talven ja kesän lukemien voidaan havaita olevan jonkin verran tässä tutkimuksessa havaittuja AOD_T–



Kuva 12: Cimel-aurinkofotometrillä määritetyt optiset paksuudet kolmelle eri aallonpituudelle joulukuun 2008 ja marraskuun 2009 väliseltä ajalta. Kuvissa musta punareunainen neliö on keskiarvo, mustat viikset kuvaavat keskihajontaa ja punaiset keskiarvon 95 %:n luottamusväliä. Sinisen laatikon ylä- ja alareunat vastaavat 25. ja 75. persentiilejä ja punainen vaakaviiva mediaania. Sulkeisiin kunkin kuukauden kohdalle on kirjattu keskiarvotettujen mittauspäivien lukumäärä.

355-arvoja pienempiä, mutta Deyn & De Girolamon tapaan monsuunikauden kohdalla ero on erityisen suuri.

Singhin ym. (2010) Delhissä määrittämä AOD-keskiarvo (500 nm) vuodelle 2007 oli $0,86 \pm 0,42$, mikä on puolestaan hieman tässä tutkimuksessa havaittua AOD_{T-532} -keskiarvoa $0,62 \pm 0,52$ suurempi. Julkaisussa esitettyjen kuukausikeskiarvojen mukaan optiset paksuudet olivat suurimmillaan touko-kesäkuussa (noin 1,05–1,10) sekä loka-kuun ja joulukuun (0,90–1,22) välisenä aikana. Muutoin arvot sijoittuivat kutakuinkin välille 0,55–0,75. Kyseisen kaltainen vaihtelu muistuttaa tässä tutkimuksessa havaittua kuukausirytmää, joskin yksittäisten kuukausien osalta arvoissa esiintyy jonkin verran eroavaisuuksia.



Kuva 13: Lidarin vaimennusprofileista johdetut optiset paksuudet ilmakehän hiukkasprofiileille (a, c) ja yksittäisille hiukkaskerroksille (b, d). Kuvissa musta punareunainen neliö on keskiarvo, mustat viikset kuvaavat keskihajontaa ja punaiset keskiarvon 95 %:n luottamusväliä. Sinisen laatikon ylä- ja alareunat vastaavat 25. ja 75. persentiilejä ja punainen vaakaviiva mediaania. Sulkeisiin kunkin kuukauden kohdalle on kirjattu keskiarvotettujen hiukkaskerrosten lukumäärä.

Tässä tutkimuksessa havaitun kaltaista vuodenaikarytmiä on havaittavissa myös Deyn ym. (2005) ja Singhin ym. (2004) Kanpurissa määrittämässä AOD-arvoissa. Deyn ym. mukaan talven, kesän ja syksyn keskimääräiset optiset paksuudet (500 nm) sijoittuivat vuosina 2001–2004 varsin tasaisesti välille 0,50–0,70. Monsuunikauden tapauksessa vaihtelu oli kuitenkin huomattavasti voimakkaampaa ja erityisesti vuonna 2003 monsuunikauden keskiarvo (noin 0,95) oli selvästi muita vuodenaikoja korkeampi. Monsuunikaudelle ominainen, muita vuodenaikoja voimakkaampi vaihtelu on tunnistettavissa myös Singhin ym. vuosille 2001–2003 määrittämistä vuodenaikakohtaisista keskiarvoista ja -hajonnoista: $0,57 \pm 0,27$ (talvi), $0,54 \pm 0,26$ (kesä), $0,66 \pm 0,36$ (monsuuni) ja $0,63 \pm 0,23$ (syksy).

Kaiken kaikkiaan optisissa paksuuksissa, kuten myös Ångström-eksponenteissa, voidaan havaita esiintyvän huomattavia eroja eri tutkimusten välillä. Tämä kertoo osaltaan ilmakehän hiukkaspitoisuuden voimakkaasta aika- ja paikkariippuvuudesta. Toisaalta eri arviot perustuvat myös hyvin erityyppisten mittausjärjestelmien tarjoamaan informaatioon, minkä vuoksi arvoissa voi esiintyä myös mittausteknisistä tekijöistä aiheutuvia poikkeamia.

7.2 Korkeusluokittainen vaihtelu

Hiukkaskerrokset jaettiin niiden keskikohdan korkeuden mukaan viiteen eri luokkaan: 0–1 km, 1–2 km, 2–3 km, 3–4 km ja 4–6 km. Ekstensiivisten ja intensiivisten ominaisuuksien korkeusluokittaiset keskiarvot ja keskihajonnat on esitetty taulukossa 8. Tuloksista havaitaan, että takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet saavat suurimmat arvonsa alimmilla korkeuksilla ja pienenevät ylöspäin mentäessä. Ext-532:n muista ekstensiivisistä ominaisuuksista poikkeava käyttäytyminen ensimmäisen luokan osalta selittynee otoskoon pienuudella. Hiukkaskerrosten vertikaalisella sijainnilla ei sen sijaan näytä olevan juuri-kaan yhteyttä niiden intensiivisiin ominaisuuksiin, vaan LR- ja AE-e-arvojen suurehkot hajonnat viittaavat useiden eri aerosolilähteiden vaikutukseen kaikissa korkeusluokissa.

Taulukko 8: Hiukkaskerrosten optisten ominaisuuksien korkeusluokittaiset keskiarvot ja keskihajonnat. Sulkeisiin kunkin parametrin kohdalle on kirjattu keskiarvotettujen hiukkaskerrosten lukumäärä.

	0–1 km	1–2 km	2–3 km	3–4 km	4–6 km
Bsc-355 ($\text{Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$)	$6,3 \pm 5,2$ (354)	$5,3 \pm 4,4$ (390)	$3,4 \pm 3,1$ (290)	$2,4 \pm 2,6$ (161)	$1,4 \pm 0,6$ (59)
Bsc-532 ($\text{Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$)	$5,1 \pm 4,7$ (32)	$3,5 \pm 3,1$ (306)	$2,3 \pm 2,2$ (285)	$1,6 \pm 2,0$ (161)	$0,8 \pm 0,5$ (59)
Bsc-1064 ($\text{Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$)	$2,1 \pm 1,9$ (369)	$1,8 \pm 1,8$ (389)	$1,1 \pm 1,1$ (289)	$0,7 \pm 1,0$ (161)	$0,4 \pm 0,2$ (59)
Ext-355 (Mm^{-1})	266 ± 173 (70)	213 ± 165 (173)	155 ± 113 (120)	130 ± 73 (38)	72 ± 0 (2)
Ext-532 (Mm^{-1})	134 ± 68 (15)	165 ± 156 (118)	115 ± 103 (82)	84 ± 63 (17)	N/A \pm N/A (0)
LR-355 (sr)	49 ± 18 (67)	54 ± 21 (170)	51 ± 19 (117)	55 ± 19 (37)	51 ± 30 (2)
LR-532 (sr)	37 ± 8 (6)	45 ± 23 (98)	40 ± 15 (80)	46 ± 28 (16)	N/A \pm N/A (0)
AE-b 532/355	$1,13 \pm 0,69$ (31)	$0,99 \pm 0,71$ (295)	$1,07 \pm 0,77$ (277)	$1,05 \pm 0,78$ (157)	$1,29 \pm 0,74$ (58)
AE-b 1064/532	$1,47 \pm 0,90$ (31)	$1,24 \pm 0,82$ (297)	$1,21 \pm 0,76$ (282)	$1,29 \pm 0,66$ (159)	$1,30 \pm 0,66$ (58)
AE-e 532/355	$1,45 \pm 0,77$ (14)	$1,26 \pm 0,68$ (113)	$1,18 \pm 0,52$ (80)	$1,43 \pm 0,56$ (14)	N/A \pm N/A (0)

7.3 Klusterianalyysit

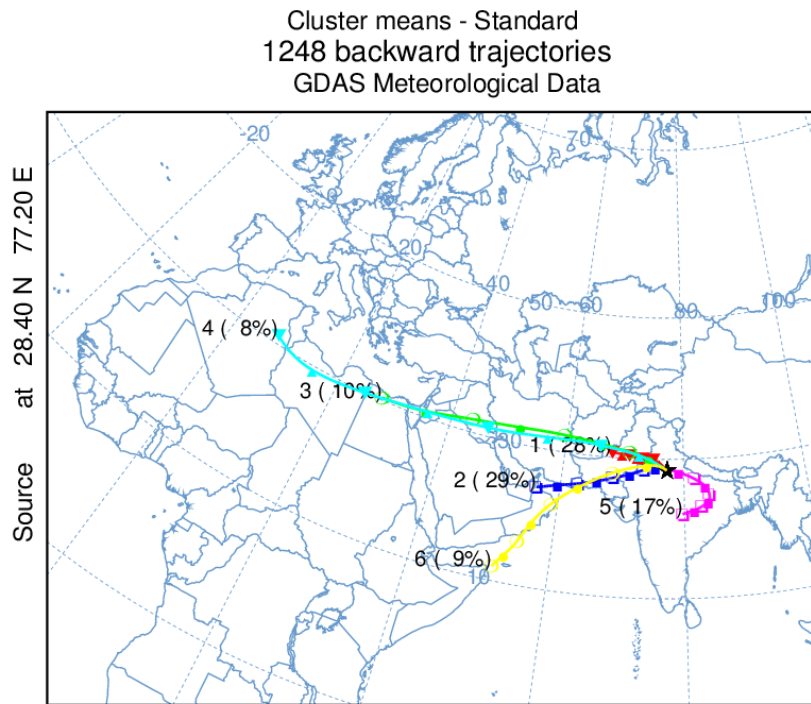
Ilmamassatrajektoreilla kuvataan ilmapakettien liikettä ajan ja spatiaalisten koordinaattien funktiona. Niiden avulla voidaan saada siten lisätietoa esimerkiksi hiukkaskerrostien kulkureiteistä ja lähdealueista. Tässä tutkimuksessa käytetyt trajektorit on laskettu käyttäen Yhdysvaltain kansallisen valtameri- ja ilmakehähallinnon (National Oceanic and Atmospheric Administration) ylläpitämää HYSPLIT-mallia (HYbrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model, Draxler & Hess 1998), ja kukin niistä kattaa kaikkiaan neljän vuorokauden mittaisen ajanjakson hiukkaskerroksen havaintohetkestä taaksepäin.

Klusterianalyysin perusajatuksena on etsiä analyttisesti yhteneväisyyksiä määritettyjen ilmamassatrajektorioiden välillä ja yhdistää samankaltaiset havainnot erillisiksi trajektoriparviksi (klustereiksi). HYSPLIT-mallin sisäisellä klusterityökalulla suoritettua analyysin perusteella havaintoaineisto (1248 trajektoria) jaettiin kuudelle eri klusterille (taulukko 9, kuva 14). Kyseisille havaintoparville keskiarvotetut geometriset ja optiset ominaisuudet on kirjattu taulukkoon 10 ja lisäksi ekstensiiviset ja intensiiviset ominaisuudet on esitetty laatikkograafeina kuvassa 15. Klusterikohtaiset kuvat kaikista ilmamassatrajektoreista on esitetty tutkielman lopuksi liitteessä 1.

Taulukko 9: Määritetyille klustereille tyypilliset ominaisuudet.

Klusteri nro.	Saapumissuunnat	Mahdolliset lähteet	Kulkeuman tyyppi
1	Lounas/länsi/luode	Paikalliset lähteet, Tharin aavikko, Pakistan/Afganistan/Iran	Lähi
2	Lounas/länsi/luode	Lähi-itä, Itä-Afrikka	Lähi/kauko
3	Länsi	Lähi-itä, Sahara	Kauko
4	Länsi	Sahara, muut läntiset kaukolähteet	Kauko
5	Itä/kaakko	Paikalliset lähteet, Keski- ja Koillis-Intia, merelliset alueet	Lähi/kauko
6	Lounas/länsi	Lähi-itä, Itä-Afrikka	Kauko

Tuloksista havaitaan, että klustereihin 1 ja 5 kuuluneet hiukkaskerrokset ovat sijainneet tyypillisesti muita hiukkaskerroksia matalammalla ja lisäksi ne ovat olleet keskimääräiseltä paksuudeltaan muita ohuempia. Korkeimmalla ovat puolestaan sijainneet klustereihin 3 ja 4 kuuluneet hiukkaskerrokset. Tämänkaltaisen järjestys onkin varsin ymmärrettävä, sillä klusterit 1 ja 5 muodostuvat pääosin lähialueiden hiukkaslähteistä ja klusterit 3 ja 4 taas hiukkasten kaukokulkeumasta. Havaintoparvet poikkeavat toisistaan myös optisil-

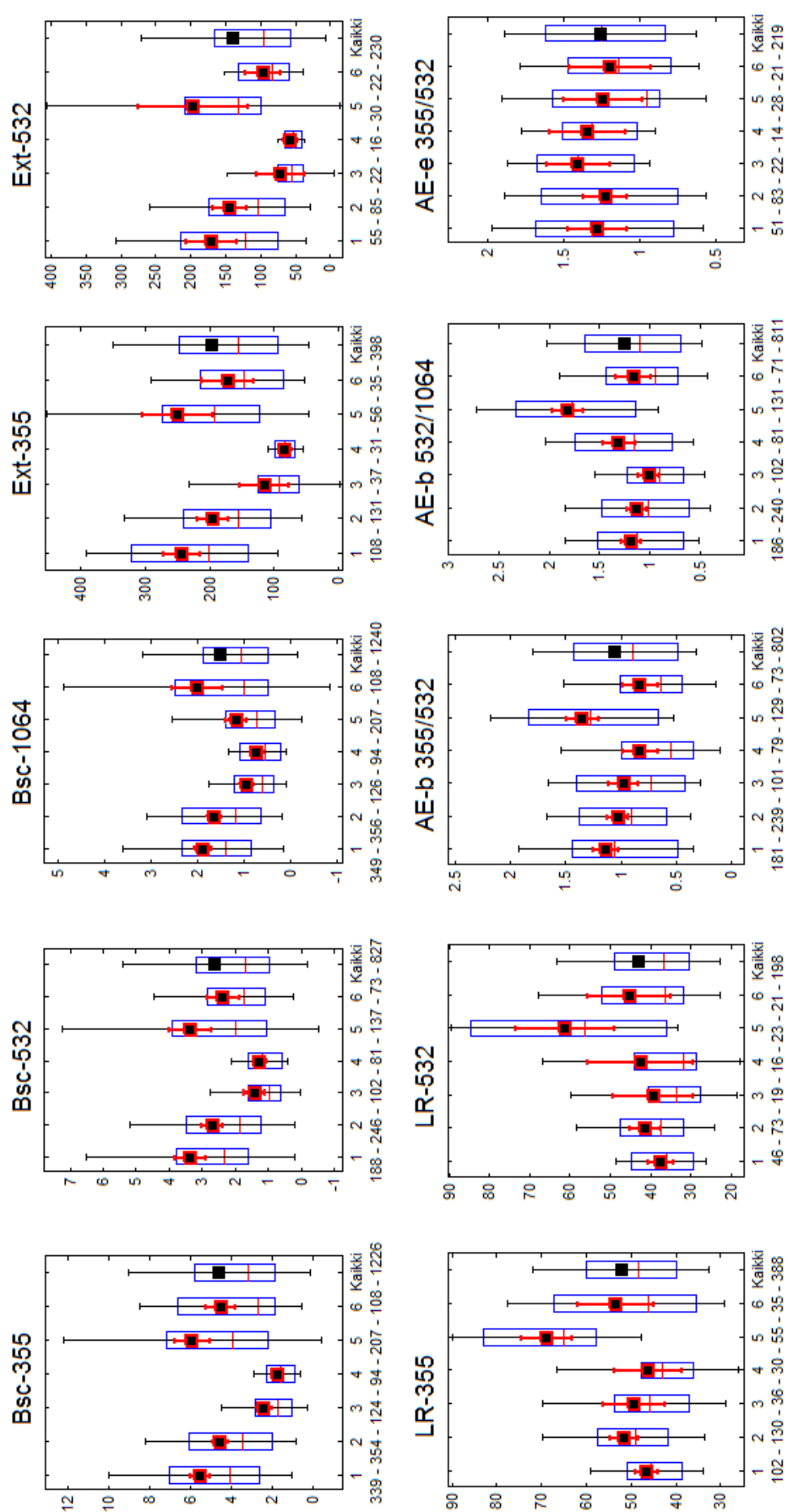


Kuva 14: Keskiarvotrajektorit ja prosentuaaliset osuudet kuudelle eri klusterille.

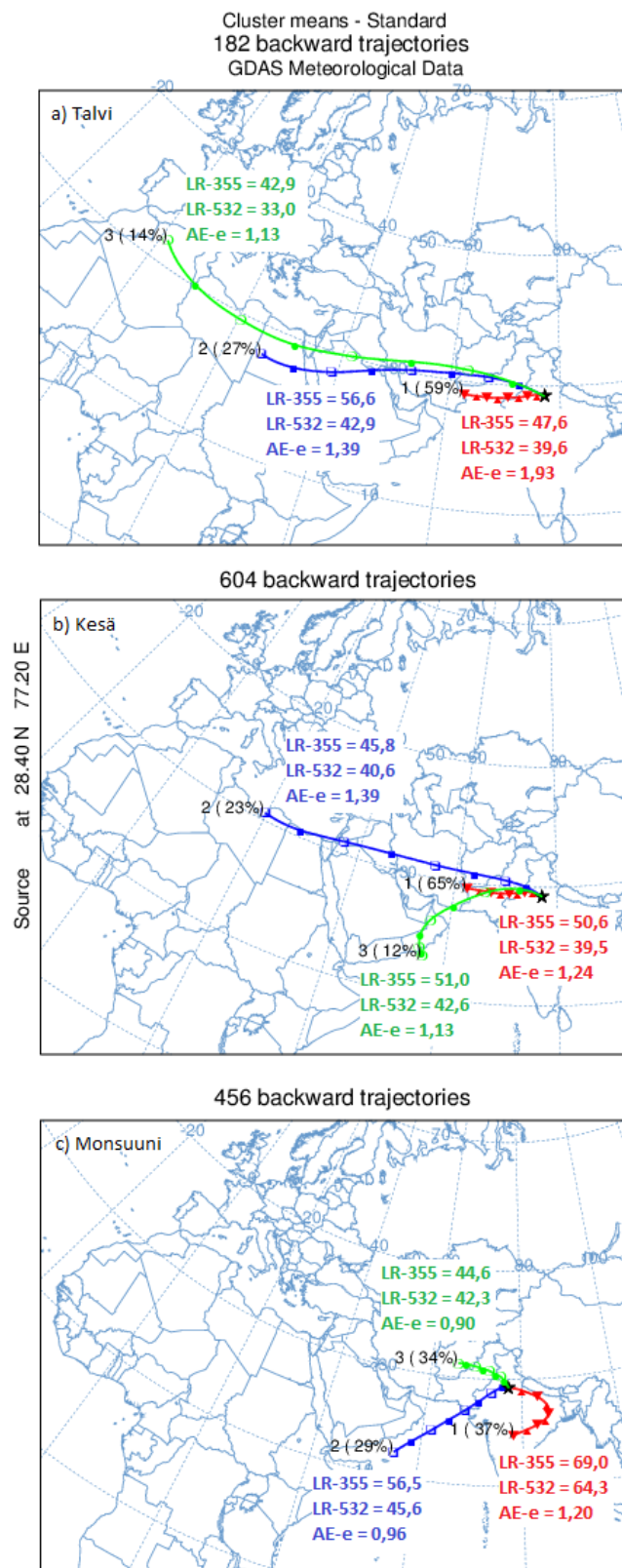
ta ominaisuuksiltaan: Ekstensiiviset ominaisuudet saavat Bsc–1064:ää lukuun ottamatta maksimiarvonsa klustereilla 1 ja 5 ja miniminsä klustereilla 3 ja 4. Intensiivisten ominaisuuksien osalta erot keskittyvät puolestaan LR-arvoihin, jotka saavat niin ikään selkeät maksiminsa lähiklusterilla 5.

7.3.1 Vuodenajoittaiset klusterianalyysit

Kuvassa 16 on esitetty ilmamassatrajektorioiden jakautuminen kolmelle eri klusterille talvi-, kesä- ja monsuunikausien aikana. Prosentuaalisten osuuksien lisäksi kuviin on kirjattu kuhunkin kulkeutumisreittiin liittyvät keskimääräiset LR- ja AE-e-arvot. Tuloksista havaitaan, että läntisen kaukokulkeuman osuus on ollut suurimmillaan talvella ja pienimmillään monsuunikaudella. Talvella useat trajektorit ovat ulottuneet aina Atlantin valtamerelle asti, kun taas monsuunikaudella ne ovat yltäneet pisimmilläänkin vain Lähi-idän länsiosiin ja Itä-Afrikan rannikolle. Edellä tarkasteltujen klusterianalyysien nojalla monsuunikauden kohonneiden takaisinsironta- ja vaimennuskertoimien voidaan siten olettaa johtuvan lähilähteiden muita vuodenaikoja voimakkaammasta vaikutuksesta.



Kuva 15: Klustereittain luokitellut optiset ominaisuudet laatikkograafina. Musta punareunainen neliö on keskiarvo, mustat viikset kuvaavat keskihajontaa ja punaiset keskiarvon 95 %-n luottamusväliä. Sinisen laatikon ylä- ja alareunat vastaavat 25. ja 75. persentileijä ja punainen vaakaviiva mediaania. Kunkin kuvan alle on kirjattu keskiarvotettujen hiukkaskerrosten klusterikohtaiset lukumäärät.



Kuva 16: Keskiarvotrajektorit ja keskimääräiset LR- ja AE-e-arvot kolmelle eri klusterille talvi-, kesä- ja monsuunikausien aikana.

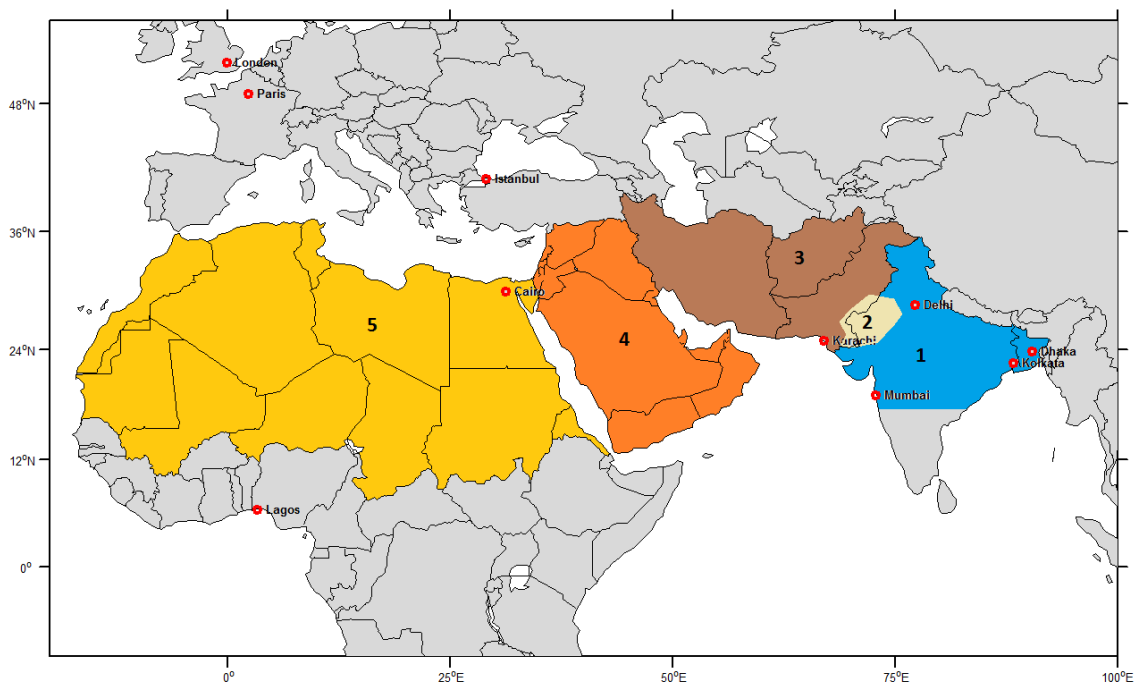
Taulukko 10: Hiukkaskerrosten geometrinen ja optisten ominaisuuksien klusterikohtaiset keskiarvot ja keskihajonnat. Sulkeisiin kunkin parametrin kohdalle on kirjattu keskiarvo-tettujen hiukkaskerrosten lukumäärä.

	Klusteri 1	K2	K3	K4	K5	K6
Keskikohta (m)	1529 ± 984 (352)	1893 ± 1034 (357)	2501 ± 1285 (126)	2665 ± 1158 (94)	1585 ± 921 (209)	1943 ± 1113 (109)
Yläpinta (m)	1853 ± 1092 (352)	2302 ± 1191 (357)	2948 ± 1429 (126)	3124 ± 1243 (94)	1870 ± 999 (209)	2339 ± 1194 (109)
Alapinta (m)	1205 ± 927 (352)	1485 ± 952 (357)	2055 ± 1204 (126)	2205 ± 1141 (94)	1301 ± 877 (209)	1546 ± 1075 (109)
Yläpinta - alapinta (m)	648 ± 481 (352)	818 ± 611 (357)	894 ± 615 (126)	919 ± 573 (94)	569 ± 377 (209)	792 ± 453 (109)
Bsc-355 (Mm ⁻¹ sr ⁻¹)	5,5 ± 4,5 (339)	4,5 ± 3,7 (354)	2,4 ± 2,1 (124)	1,8 ± 1,1 (94)	5,9 ± 6,3 (207)	4,5 ± 4,0 (108)
Bsc-532 (Mm ⁻¹ sr ⁻¹)	3,4 ± 3,1 (188)	2,7 ± 2,5 (246)	1,4 ± 1,4 (102)	1,3 ± 0,9 (81)	3,4 ± 3,9 (137)	2,4 ± 2,1 (73)
Bsc-1064 (Mm ⁻¹ sr ⁻¹)	1,9 ± 1,7 (349)	1,6 ± 1,4 (356)	0,9 ± 0,8 (126)	0,7 ± 0,6 (94)	1,1 ± 1,4 (207)	2,0 ± 2,9 (108)
Ext-355 (Mm ⁻¹)	244 ± 149 (108)	195 ± 138 (131)	115 ± 117 (37)	82 ± 28 (31)	250 ± 203 (56)	172 ± 119 (35)
Ext-532 (Mm ⁻¹)	171 ± 136 (55)	144 ± 115 (85)	71 ± 77 (22)	57 ± 19 (16)	196 ± 210 (30)	96 ± 57 (22)
LR-355 (sr)	46 ± 13 (102)	52 ± 18 (130)	49 ± 21 (36)	46 ± 20 (30)	69 ± 21 (55)	53 ± 24 (35)
LR-532 (sr)	37 ± 11 (46)	41 ± 17 (73)	39 ± 21 (19)	42 ± 25 (16)	61 ± 28 (23)	45 ± 23 (21)
AE-b 532/355	1,13 ± 0,79 (181)	1,02 ± 0,64 (239)	0,97 ± 0,68 (101)	0,82 ± 0,71 (79)	1,35 ± 0,83 (129)	0,83 ± 0,69 (73)
AE-b 1064/532	1,18 ± 0,67 (186)	1,13 ± 0,72 (240)	1,01 ± 0,55 (102)	1,31 ± 0,73 (81)	1,81 ± 0,9 (131)	1,16 ± 0,73 (71)
AE-e 532/355	1,28 ± 0,69 (51)	1,22 ± 0,66 (83)	1,40 ± 0,47 (22)	1,34 ± 0,44 (14)	1,23 ± 0,67 (28)	1,20 ± 0,59 (21)

Kulkeutumisreittien vuodenajoittaiset erot voivat osaltaan selittää myös muita optisissa ominaisuuksissa ilmenneitä vaihteluita. Edellä havaittiin, että LR-arvot saavuttivat maksiminsa Keski- ja Koillis-Intian kautta kulkeneiden ilmamassojen tapauksessa (kuva 14, klusteri 5). Vuodenaikakohtaiset klusterianalyysit puolestaan osoittavat, että kyseisenkaltaiset kulkeutumisreitit ovat olleet ominaisia yksinomaan monsuunikaudelle. Täten monsuunikauden kohonneiden LR-arvojen voidaan olettaa olevan yhteydessä Koillis-Intian ja Indo-Gangesin tasankoalueen absorboiviin hiukkaspäästöihin (Omar ym. 2009). Merkillepantavaa on myös talvikauden 1-klusterin korkea AE-e-arvo muiden vuodenaikojen lähiklustereihin (kesäklusteri 1, monsuuniklusterit 1 ja 3) verrattuna. Tämä viittaa siihen, että lokaaleista lähteistä peräisin olleet hiukkaset ovat olleet keskimääräistä pienempiä talvella ja vastaavasti sitä suurempia monsuunikaudella. Havainto on linjassa tyypillisesti talvisin lisääntyvien biomassan polton päästöjen kanssa ja selittää osaltaan vaimennukseen liittyvän Ångström-eksponentin vuodenajoittaista vaihtelua.

7.4 Lähdealueanalyysi

Koska edellä tarkastellut klusterit koostuivat taulukon 9 mukaisesti useista eri aerosolilähdeistä, ei niiden avulla saadut tulokset tarjonneet varauksetonta tietoa yksittäisille lähdealueille tyypillisistä ominaisuuksista. Tästä syystä ilmamassatrajektorit käytiin läpi yksittelen ja kullekin hiukkaskerrokselle pyrittiin määrittämään todennäköinen lähdealue silmämääräisesti. Ilmamassatrajektorit piirrettiin ensin karttakoordinaatistoon, minkä jälkeen lähdealueet määritettiin sen mukaan, millä alueella trajektorit laskeutuivat maanpinnan tasolle. Karttakuva tarkasteluun valitusta aluejaosta on esitetty kuvassa 17. Taulukkoon 11 on puolestaan kirjattu lähdealueittain luokitellut optiset ominaisuudet tapauksissa, joissa havaintoarvoja on ollut vähintään viisi kappaletta.



Kuva 17: Tarkasteluun valitut lähdealueet: (1) Keski- ja Pohjois-Intia, (2) Tharin aavikko, (3) Pakistan/Afganistan/Iran, (4) Lähi-itä, (5) Pohjois-Afrikka/Sahara. (Kartta-aineisto: Natural Earth)

Ekstensiiviset ominaisuudet saavat Bsc-1064:ää lukuun ottamatta maksimiarvonsa Keski- ja Pohjois-Intian lähdealueella 1. Pienimmät arvot sijoittuvat puolestaan poikkeuksetta Lähi-idän ja Pohjois-Afrikan lähdealueille 4 ja 5. Kyseisen kaltainen järjestys on linjassa klusterianalyysin avulla saatujen tulosten kanssa (taulukko 10) ja lisäksi

Taulukko 11: Lähdealueittain luokiteltujen hiukkaskerrosten optisten ominaisuuksien keskiarvot ja keskihajonnat. Taulukon ylimmällä rivillä sulkeisiin on kirjattu hiukkaskerrosten kokonaismäärä kunkin lähdealueen tapauksessa. Muutoin sulkeissa esiintyvät luvut vastaavat havaintoarvojen parametrisoituja lukumääriä.

	Lähdealue 1 (112)	L2 (38)	L3 (104)	L4 (36)	L5 (29)
Bsc-355 (Mm ⁻¹ sr ⁻¹)	5,7 ± 5,3 (111)	4,2 ± 2,0 (36)	4,9 ± 4,1 (102)	2,9 ± 2,9 (35)	1,5 ± 1,1 (29)
Bsc-532 (Mm ⁻¹ sr ⁻¹)	3,7 ± 4,4 (66)	2,1 ± 0,8 (16)	2,4 ± 1,7 (52)	1,7 ± 1,3 (29)	1,0 ± 0,6 (27)
Bsc-1064 (Mm ⁻¹ sr ⁻¹)	1,3 ± 1,6 (112)	1,5 ± 0,9 (38)	1,9 ± 1,9 (104)	1,2 ± 1,3 (35)	0,4 ± 0,3 (29)
Ext-355 (Mm ⁻¹)	245 ± 171 (32)	177 ± 78 (5)	201 ± 128 (32)	91 ± 41 (12)	102 ± 72 (5)
Ext-532 (Mm ⁻¹)	258 ± 279 (15)		110 ± 76 (16)	60 ± 27 (9)	
LR-355 (sr)	63 ± 20 (29)	45 ± 7 (5)	47 ± 12 (32)	57 ± 28 (12) ^a	50 ± 28 (5)
LR-532 (sr)	59 ± 26 (14)		38 ± 13 (15)	47 ± 38 (8) ^b	
AE-b 532/355	1,22 ± 0,93 (65)	1,30 ± 0,72 (16)	1,14 ± 0,78 (50)	0,92 ± 0,63 (29)	0,89 ± 0,62 (27)
AE-b 1064/532	1,77 ± 0,85 (64)	0,98 ± 0,79 (16)	1,28 ± 0,83 (51)	1,25 ± 0,69 (29)	1,46 ± 0,72 (27)
AE-e 532/355	1,06 ± 0,68 (14)		1,39 ± 0,64 (16)	1,44 ± 0,49 (8)	

^aMikäli jätetään huomioimatta poikkeuksellisen suuri yksittäinen arvo 140,8, saadaan tulokseksi 49 ± 10 sr

^bMikäli jätetään huomioimatta poikkeuksellisen suuri yksittäinen arvo 140,2, saadaan tulokseksi 34 ± 7 sr

myös yksittäiset arvot vastaavat varsin hyvin toisiaan. Esimerkiksi lähiklusterien 1 ja 5 Bsc-355-keskiarvot $5,5 \pm 4,5$ ja $5,9 \pm 6,3$ Mm⁻¹sr⁻¹ poikkeavat lähdealueille 1–3 saaduista tuloksista vain muutamien kymmenyksien verran. Lidarsuhteet saavat eksten-siivisten ominaisuuksien tapaan maksimiarvonsa lähdealueella 1 ja lisäksi alueiden 2 ja 3 voidaan havaita vastaavan arvojensa puolesta varsin tarkasti klusteria 1 (LR-355 = 46 ± 13 sr; LR-532 = 37 ± 11 sr). LR-arvojen pienistä otoskoista johtuen yksittäisten ääriarvojen vaikutus keskiarvoihin voi olla kuitenkin hyvin merkittävä. Tästä syystä tulosten tarkempaa vertailua varten taulukkoon 12 on koottu 25. ja 75. persentiilien mukaiset kvartiilivälit kullekin lähdealueelle ja aallonpituudelle.

Pohjois-Afrikan LR-355-arvoille määritetty kvartiiliväli 37–58 sr on varsin hyvin linjassa aikaisempien tutkimusten kanssa. Esimerkiksi De Tomasi ym. (2003) mittasivat toukokuussa 2001 kolmelle Etelä-Italian ylle kulkeutuneelle Saharan aavikkopölykerrokselle keskimääräiset LR-351-arvot 51, 53 ja 57 sr. Giannakaki ym. (2010) tarkastelivat puolestaan Kreikan Thessalonikissa kerättyä Raman-lidaraineistoa ja määrittivät klusterianalyysin avulla vastaavalle lähdealueelle LR-355-keskiarvon 52 ± 18 sr. Lisäksi mm. Marokossa vuonna 2006 järjestetyn SAMUM-mittauskampanjan aikana mitatut keskiarvot olivat kaikilla tarkasteluaallonpituuksilla (355, 532 ja 1064 nm) noin 55 sr. (Tesche ym. 2009)

Taulukko 12: Lidarsuhteiden 25. ja 75. persentiilien mukaiset kvartiilivälit tarkasteluun valituilla lähdealueilla (kuva 17).

	LR-355 (sr)	LR-532 (sr)
L1	48–80	36–81
L2	39–52	
L3	42–50	28–45
L4	42–60	31–41
L5	37–58	

Saadut tulokset ovat varsin hyvin linjassa aikaisempien havaintojen kanssa myös Lähi-idän lähdealueen tapauksessa. Esimerkiksi Mamourin ym. (2013) Kyproksella syyskuussa 2011 suorittamien mittauksen mukaan Lähi-idän lähdealueelle tyypillinen LR-532-vaihteluväli oli noin 34–39 sr. Müller ym. (2007) raportoivat puolestaan Malediiveilla mitatuista lidarsuhteista, jotka Arabian niemimaalta kaukokulkeutuneille hiukkasille olivat keskimäärin 38 ± 5 sr (355 ja 532 nm). Edellä esitetyt lukemat erityisesti 532 nm:n aallonpituudella mahtuvatkin verrattain hyvin tässä tutkimuksessa havaitun kvartiilivälin 31–41 sr rajoihin.

Pohjois-Afrikan ja Lähi-idän lähdealueille saatuja tuloksia tarkasteltaessa on kuitenkin huomioitava, ettei hiukkaskerrosten voida tietää varmasti koostuvan 'puhtaasta' aavikkopölystä. Saadut tulokset ovat lisäksi jonkin verran suurempia kuin mitä aavikkopölylle ominaisille kokojakaumille on laskennallisesti määritetty. (Barnaba & Gobbi 2001; Mattis ym. 2002) Esimerkiksi Ackermannin (1997) mallinnustulosten mukaan pallomaisille hiukkasille tyypillinen LR-532-vaihteluväli olisi noin 17–25 sr. Mitattujen ja mallinnettujen arvojen välisten erojen on arveltu johtuvan kaukokulkeuman aikana tapahtuvista hiukkashäviöistä sekä sekoittumisesta muista lähteistä peräisin olevien aerosolien kanssa. Toisaalta reaalimaailman ei-pallomaisten hiukkasten takaisinsirottamiskyky voi olla myös huomattavasti mallinnettujen pallomaisten hiukkasten vastaavaa heikompi. (Tesche ym. 2009; Mattis ym. 2002; Barnaba & Gobbi 2001) Nämä tekijät lienevät todennäköisiä syitä myös tämän tutkimuksen tapauksessa.

Myös Welton ym. (2002) tutkivat ilmakehän aerosolikerrosten ominaisuuksia Malediiveilla. Tapauksissa, joissa alimmat hiukkaskerrokset olivat lähtöisin Intian luoteisosista ja Pakistanista, oli ilmakehän hiukkasten keskimääräinen LR-532-arvo 43 ± 12 sr. Arvo mahtuu niukasti lähdealueen 3 yhteydessä havaitun kvartiilivälin 28–45 rajoihin ja on jonkin verran alueelle määritettyä keskiarvoa 38 ± 13 sr suurempi. Poikkeama on kuitenkin ymmärrettävä, sillä Weltonin ym. tarkastelemissa tapauksissa korkeammalla sijainneiden hiukkaskerrosten todennäköinen lähdealue sijaitsi Intian niemimaan eteläosissa. Intian keski- ja pohjoisosista lähtöisin olleille hiukkaskerroksille on puolestaan määritetty LR-532-arvoja väleiltä 50–80 sr (Franke ym. 2003) ja 60–90 sr (Ansmann ym. 2000; Franke ym. 2001). Kyseiset vaihteluvälit ovat varsin hyvin linjassa lähdealueeseen 1 liittyvien tulosten kanssa (LR-532-kvartiiliväli 36–81 sr). Toisin kuin Pohjois-Afrikan ja Lähi-idän tapauksessa, lähdealueisiin 1–3 suoraan verrannollisia referenssituloksia on julkaistu tähän päivään mennessä kuitenkin hyvin vähän.

Vaimennukseen liittyvä keskimääräinen AE-e-arvo voitiin LR-532:n tapaan määrittää järkevästi vain kolmelle lähdealueelle. Arvojen keskinäinen järjestys on tästä huolimatta varsin mielenkiintoinen, sillä erityisesti Lähi-idän karkean aavikkopölyn olisi voinut olettaa vaikuttavan Ångström-parametriin negatiivisesti. Esimerkiksi Müllerin ym. (2007) raportoimat AE-e 355/532 -arvot Saharan ja Saudi-Arabian aavikkopölylle olivat $0,5 \pm 0,5$ ja $0,6 \pm 0,3$, jotka poikkeavat huomattavasti tässä tutkimuksessa Lähi-idän lähdealueelle saadusta arvosta $1,39 \pm 0,64$. Pohjois- ja Keski-Intian lähdealueelle määritetty keskiarvo $1,06 \pm 0,68$ on sen sijaan varsin hyvin linjassa Müllerin ym. Pohjois-Intialle ilmoittaman AE-e-arvon $1,2 \pm 0,2$ kanssa.

8 Yhteenveto ja johtopäätökset

Tämän pro gradu -työn tarkoituksena oli tutkia alailmakehän hiukkaskerrosten ominaisuuksia Intian Gual Paharissa suoritettujen lidarmittausten avulla. Tutkimukseen valitusta lidaraineistosta tunnistettiin kaikkiaan 1275 hiukkaskerrosta, joille kullekin määritettiin mittausdatan mahdollistamat keskimääräiset optiset ominaisuudet. Muun muassa teknisistä ongelmista johtuen hiukkaskerroshavainnot jakautuivat tarkasteluajan jaksolle (maaliskuu 2008 – maaliskuu 2009) kuitenkin varsin epätasaisesti ja tästä syystä esimerkiksi syyskuukaudet loka- ja marraskuu on jouduttu jättämään tarkasteluissa lähes tyystin huomiotta. Lisäksi talvikauden (joulukuu–helmikuu) osalta huomionarvoista on havaintojen sijoittuminen pääasiassa helmikuun ajalle.

Saatujen tulosten mukaan hiukkaskerrosten keskimääräiset takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet sekä kyseisten parametrien välistä suhdetta kuvaavat lidarsuhteet (LR) saavuttivat maksimiarvonsa monsuunikaudella (kesäkuu–syyskuu). Tämä viittaa siihen, että monsuunikauden aikaiset hiukkaskerrokset ovat olleet keskimäärin muita tarkasteluvuodenaikoja tiheämpiä sekä muodostuneet voimakkaammin absorboivista hiukkastyypeistä. Vaimennukseen liittyvät Ångström-eksponentit saavuttivat puolestaan maksimiarvonsa talvella ja miniminsä monsuunikaudella, mikä viittaa edelleen keskimääräistä pienempään hiukkaskokoon talvella ja vastaavasti sitä suurempaan hiukkaskokoon monsuunikaudella.

Hiukkaskerroksille laskettujen ilmamassatrajektorien ja niille suoritettujen klusterianalyysien avulla havaittiin, että optisissa ominaisuuksissa ilmenneet vuodenajoittaiset erot liittyivät varsin voimakkaasti kulkeutumisreittien vuotuisen vaihteluun. Monsuunikaudelle oli tyypillistä lähikulkeuman suuri osuus suhteessa läntiseen kaukokulkeumaan, mikä selitti osaltaan sen muita vuodenaikoja korkeammat takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet. Yksinomaan monsuunikaudelle ominaisia olivat myös Keski- ja Koillis-Intian kautta mittauspaikalle kulkeutuneet hiukkaskerrokset, joihin liittyneet lidarsuhteet osoittautuivat poikkeuksellisen korkeiksi.

Klusterianalyysien ohella kullekin hiukkaskerrokselle pyrittiin määrittämään todennäköinen lähdealue myös silmämääräisesti. Tarkasteluun valittiin yhteensä viisi lähdealuetta (kuva 17), joihin onnistuttiin liittämään kaikkiaan 319 hiukkaskerrosta. Tulosten tarkastelun kannalta harmillista on kuitenkin se, että vaimennukseen liittyvien parametrien määrittäminen onnistui vain murto-osassa kyseisistä hiukkaskerroksista. Tästä huolimatta lähdealuekohtaiset keskiarvot olivat varsin hyvin linjassa klusterianalyysien avulla saatujen tulosten kanssa.

Lähdealueille saatujen tulosten mukaan ekstensiiviset optiset ominaisuudet riippuvat kääntäen verrannollisesti lähdealueen ja mittauspaikan välisestä etäisyydestä. Takaisinsironta- ja vaimennuskertoimet saivat miniminsä Pohjois-Afrikan ja maksiminsa Keski- ja Pohjois-Intian lähdealueella, mikä onkin varsin luonnollista kaukokulkeuman aikana tapahtuvista hiukkashäviöistä ja laimentumisesta johtuen. Keskimääräiset LR-arvot olivat niin ikään suurimmillaan Keski- ja Pohjois-Intian alueella, muihin lähdealueisiin liittyneiden arvojen ollessa noin 10–20 yksikköä pienempiä. Havaintoarvojen vähäisestä määrästä johtuen erityisesti lidarsuhteisiin ja Ångström-eksponentteihin liittyneet tulokset jäivät pääasiassa kuitenkin vain suuntaa antaviksi.

Tiivistetysti ilmaistuna tuloksissa havaittiin siis verrattain selkeää vuodenajoittaista ja kulkeutumisreiteistä riippuvaa vaihtelua. Tarkasteluajanjaksoille ja -klustereille oli tyypillistä kuitenkin myös varsin voimakas sisäinen vaihtelu ja lisäksi vertailu aikaisempien tutkimusten kanssa paljasti huomattavia poikkeamia määritettyjen arvojen välillä. Poikkeavista mittaus- ja tutkimusmenetelmistä johtuen on kuitenkin lähes mahdotonta arvioida, missä määrin havaitut erot johtuivat mittausteknisistä tekijöistä tai mittauspaikojen ja -vuosien välisistä luonnollisista eroista.

Monet nykyisistä optisista kaukokartoituslaitteista perustuvat elastisen takaisinsirron havaitsemiseen ja mm. CALIPSO-satelliittialgoritmeissa vaimennuksen arviointi vaatii ennalta määritettyjen lidarsuhteiden soveltamista. Esimerkiksi aavikkopölylle ja saastuneille mannermaisille hiukkaskerroksille algoritmin käyttämät LR-532-arvot ovat järjestyksessä 40 ja 70 sr (Omar ym. 2009). Vaikka kyseiset lukemat ovat varsin hyvin

linjassa tässäkin tutkimuksessa havaittujen LR-arvojen kanssa, eivät ne yksittäisinä vakioarvoina huomioi luonnollisestikaan hiukkaskerrostojen välillä mahdollisesti esiintyvää ajallista tai alueellista vaihtelua.

Käytännön syistä johtuen aerosolien globaalien säteilyvaikutuksen arviointi perustuu kuitenkin myös tulevaisuudessa pitkälti satelliittihavaintoihin. Tätä taustaa vasten saadut tulokset korostavat entisestään tarvetta uusille, riittävän pitkän aikavälin aerosolimittauksille, jotka mahdollistavat ilmakehän vaimennusprofiilien itsenäisen määrittämisen. Vain siten voidaan saada varmuus eri kohteiden välillä vallitsevista alueellisista ja ajallisista eroista, mikä on edellytyksenä myös satelliittialgoritmien tarkentumiselle aikaisempaa luotettavimmiksi.

Lähdeluettelo

Ackermann, J.: *The Extinction-to-Backscatter Ratio of Tropospheric Aerosol: A Numerical Study*, J. Atmos. Oceanic Technol., 15, 1043–1050, 1998

Albrecht, B.: *Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness*, Science, 245, 1227–1230, 1989

Althausen, D., R. Engelmann, H. Baars, B. Heese, A. Ansmann, M. Komppula, D. Müller: *Portable Raman Lidar PollyXT for Automated Profiling of Aerosol Backscatter, Extinction, and Depolarization*, J. Atmos. Oceanic Technol., 26, 2366–2378, 2009

Anenberg, S., L. Horowitz, D. Tong, J. West: *An Estimate of the Global Burden of Anthropogenic Ozone and Fine Particulate Matter on Premature Human Mortality Using Atmospheric Modeling*, Environ. Health Perspect., 118, 1189–95, 2010

Ansmann, A., M. Riebesell, C. Weitkamp: *Measurement of Atmospheric Aerosol Extinction Profiles with a Raman Lidar*, Optics Letters, 15, 746–748, 1990

Ansmann, A., U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp, W. Michaelis: *Independent Measurement of Extinction and Backscatter Profiles in Cirrus Clouds by Using a Combined Raman Elastic-backscatter Lidar*, Applied Optics, 31, 7113–7131, 1992

Ansmann, A., D. Althausen, U. Wandinger, K. Franke, D. Miller, F. Wagner, J. Heintzenber: *Vertical profiling of the Indian aerosol plume with six-wavelength lidar during INDOEX: A first case study*, Geophys. Res. Lett., 27, 963–966, 2000

Barnaba, F., and G. P. Gobbi: *Lidar estimation of tropospheric aerosol extinction, surface area and volume: Maritime and desert-dust cases*, J. Geophys. Res., 106, 3005–3018, 2001

Bhaskar, B., V. Mehta: *Atmospheric Particulate Pollutants and their Relationship with Meteorology in Ahmedabad*, Aerosol Air Qual. Res., 10, 301–315, 2010

Crow, P., S. Benham, B. Devereux, G. Amable: *Woodland vegetation and its implications for archeological survey using LiDAR*, Forestry, 80, 241–252, 2007

De Tomasi, F., A. Blanco, M. Perrone: *Raman lidar monitoring of extinction and backscattering of African dust layers and dust characterization*, Applied Optics, 42, 1699–1709, 2003

Dey, S., S. Tripathi, R. Singh, B. Holben: *Seasonal variability of the aerosol parameters over Kanpur, an urban site in Indo-Gangetic basin*, Adv. Space Res., 36, 778–782, 2005

- Dey, S., L. Di Girolamo: *A climatology of aerosol optical and microphysical properties over the Indian subcontinent from 9 years (2000–2008) of Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) data*, J. Geophys. Res., 115, 2010
- Draxler, R., G. Hess: *An overview of the HYSPLIT 4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition*, Aust. Meteor. Mag., 47, 295–308, 1998
- Fernald, F.: *Analysis of atmospheric lidar observations: some comments*, Applied Optics, 23, 652–653, 1984
- Franke, K., A. Ansmann, D. Müller, D. Althausen, F. Wagner, R. Scheele: *One-year observations of particle lidar ratio over the tropical Indian Ocean with Raman lidar*, Geophys. Res. Lett., 28, 4559–4562, 2001
- Franke, K., A. Ansmann, D. Müller, D. Althausen, C. Venkataraman, M. Reddy, F. Wagner, R. Scheele: *Optical properties of the Indo-Asian haze layer over the tropical Indian Ocean*, J. Geophys. Res., 108, 2003
- Ganguly, D., A. Jayaraman, H. Gadhave: *Physical and optical properties of aerosols over an urban location in western India: Seasonal variabilities*, J. Geophys. Res., 111, 2006
- Giannakaki, E., D. Balis, V. Amiridis, C. Zerefos: *Optical properties of different aerosol types: seven years of combined Raman-elastic backscatter lidar measurements in Thessaloniki, Greece*, Atmos. Meas. Tech., 3, 569–578, 2010
- Giannakaki, E., A. Hoffmann, K. Korhonen, M. Komppula: *One year of lidar observations of free-tropospheric aerosol layers over South-Africa*, julkaisematon käsikirjoitus, 2014
- Hinds, W.: *Aerosol Technology, properties, behaviour and measurement of airborne particles*, 2nd edition, John Wiley & Sons Inc., ISBN:0-471-19410-7, 1999
- Hoosmüller H., R. Chakrabarty, W. Arnott: *Aerosol light absorption and its measurement: A review*, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 110, 844–878, 2009
- Hyvärinen, A.-P., H. Lihavainen, M. Komppula, T. Panwar, V. Sharma, R. Hooda, Y. Viisanen: *Aerosol measurements at the Gual Pahari EUCAARI station: Preliminary results from in-situ measurements*, Atmos. Chem. Phys., 10, 7241–7252, 2010
- Hyvärinen, A.-P., T. Raatikainen, D. Brus, M. Komppula, T. Panwar, R. Hooda, V. Sharma, H. Lihavainen: *Effect of the summer monsoon on aerosols at two measurement stations in Northern India – Part 1: PM and BC concentrations*, Atmos. Chem. Phys., 11, 8271–8282, 2011a

Hyvärinen, A.-P., T. Raatikainen, M. Komppula, T. Mielonen, A.-M. Sundström, D. Brus, T. Panwar, R. Hooda, V. Sharma, G. de Leeuw, H. Lihavainen: *Effect of the summer monsoon on aerosols at two measurement stations in Northern India – Part 2: Physical and optical properties*, Atmos. Chem. Phys., 11, 8283–8294, 2011b

Indian Meteorological Department: *Monsoon Report 2008*, IMD Met Monograph No. Synoptic Meteorology, 7, 2009

Indian Meteorological Department: *Climate Profile of India*, IMD Met Monograph No. Environment Meteorology, 1, 2010a

Indian Meteorological Department: *Monthly mean maximum & minimum temperature and total rainfall based upon 1901–2000 data*, <http://www.imd.gov.in/doc/climateimp.pdf>, 2010b

IPCC: *Climate change 2007: the Physical Science Basis*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, United Kingdom & New York, 2007

IPCC: *Climate change 2013: the Physical Science Basis*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, New York, 2013

Jensen, K.: *Flow measurements*, J. Braz. Soc. Mech. Sci. & Eng., 26, 2004

Kedia, S., S. Ramachandran: *Seasonal variations in aerosol characteristics over an urban location and a remote site in western India*, Atmos. Environ., 45, 2120–2128, 2011

Klett, J.: *Stable analytical inversion solution for processing lidar returns*, Applied Optics, 20, 211–220, 1981

Komppula, M., T. Mielonen, A. Arola, K. Korhonen, H. Lihavainen, A.-P. Hyvärinen, H. Baars, R. Engelmann, D. Althausen, A. Ansmann, D. Müller, T. Panwar, R. Hooda, V. Sharma, V.-M. Kerminen, K. Lehtinen, Y. Viisanen: *Technical Note: One year of Raman-lidar measurements in Gual Pahari EUCAARI site close to New Delhi in India – Seasonal characteristics of the aerosol vertical structure*, Atmos. Chem. Phys., 12, 4513–4524, 2012

Krishna, R.: *Current atmospheric aerosol research in India*, Curr. Sci., 102; 440–451, 2012

Kulmala, M., A. Asmi, H. K. Lappalainen, U. Baltensperger, J.-L. Brenguier, M. C. Facchini, H.-C. Hansson, Ø. Hov, C. D. O'Dowd, U. Pöschl, A. Wiedensohler, R. Boers, O. Boucher, G. de Leeuw, H. Denier van der Gon, J. Feichter, R. Krejci, P. Laj, H. Lihavainen, U. Lohmann, G. McFiggans, T. Mentel, C. Pilinis, I. Riipinen, M. Schulz, A. Stohl, E. Swietlicki, E. Vignati, C. Alves, M. Amann, M. Ammann, S. Arabas, P. Artaxo, H. Baars, D. Beddows, R. Bergström, J. P. Beukes, M. Bilde, J. F. Burkhardt, F. Canonaco, S. L. Clegg, H. Coe, S. Crumeyrolle, B. D'Anna, S. Decesari, S. Gilardoni, M. Fischer,

A. M. Fjaeraa, C. Fountoukis, C. George, L. Gomes, P. Halloran, T. Hamburger, R. M. Harrison, H. Herrmann, T. Hoffmann, C. Hoose, M. Hu, A. Hyvärinen, U. Hörrak, Y. Iinuma, T. Iversen, M. Josipovic, M. Kanakidou, A. Kiendler-Scharr, A. Kirkevåg, G. Kiss, Z. Klimont, P. Kolmonen, M. Komppula, J.-E. Kristjánsson, L. Laakso, A. Laaksonen, L. Labonnote, V. Lanz, K. Lehtinen, L. Rizzo, R. Makkonen, H. Manninen, G. McMeeking, J. Merikanto, A. Minikin, S. Mirme, W. Morgan, E. Nemitz, D. O'Donnell, T. Panwar, H. Pawlowska, A. Petzold, J. Pienaar, C. Pio, C. Plass-Duelmer, A. Prévôt, S. Pryor, C. L. Reddington, G. Roberts, D. Rosenfeld, J. Schwarz, Ø. Seland, K. Sellegri, X. Shen, M. Shiraiwa, H. Siebert, B. Sierau, D. Simpson, J. Y. Sun, D. Topping, P. Tunved, P. Vaattovaara, V. Vakkari, J. P. Veefkind, A. Visschedijk, H. Vuollekoski, R. Vuolo, B. Wehner, J. Wildt, S. Woodward, D. Worsnop, G.-J. van Zadelhoff, A. Zardini, K. Zhang, P. van Zyl, V.-M. Kerminen, K. Carslaw, S. Pandis: *General overview: European Integrated project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality interactions (EUCAARI) – integrating aerosol research from nano to global scales*, Atmos. Chem. Phys., 11, 13061–13143, 2011

Long, D.: *The Raman Effect: A Unified Treatment of the Theory of Raman Scattering by Molecules*, John Wiley & Sons Inc., ISBN:0-470-84576-7, 2002

Mamouri, R., A. Ansmann, A. Nisantzi, P. Kokkalis, A. Schwarz, D. Hadjimitsis: *Low Arabian dust extinction-to-backscatter ratio*, Geophys. Res. Lett., 40, 4762–4766, 2013

Mattis, I., A. Ansmann, D. Müller, U. Wandinger, D. Althausen: *Dual-wavelength Raman lidar observations of the extinction-to-backscatter ratio of Saharan dust*, Geophys. Res. Lett., 29, 2002

Mona, L., Z. Liu, D. Müller, A. Omar, A. Papayannis, G. Pappalardo, N. Sugimoto, M. Vaughan: *Lidar Measurements for Desert Dust Characterization: An Overview*, Advances in Meteorology, 2012

Müller, D., A. Ansmann, I. Mattis, M. Tesche, U. Wandinger, D. Althausen, G. Pisani: *Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar*, J. Geophys. Res., 112, 2007

Omar, A., D. Winker, M. Vaughan, Y. Hu, C. Trepte, R. Ferrare, K.-P. Lee, C. Hostetler: *The CALIPSO Automated Aerosol Classification and Lidar Ratio Selection Algorithm*, J. Atmos. Oceanic Technol., 26, 1994–2014, 2009

Pöschl, U., *Formation and decomposition of hazardous chemical components contained in atmospheric aerosol particles*, J Aerosol Med., 15, 203–212, 2002

Ramachandran, S., R. Cherian: *Regional and seasonal variations in aerosol optical characteristics and their frequency distributions over India during 2001–2005*, J. Geophys. Res., 113, 2008

- Ramanathan, V., M. Ramana, G. Roberts, D. Kim, C. Corrigan¹, C. Chung, D. Winker: *Warming trends in Asia amplified by brown cloud solar absorption* Nature, 448, 575–578, 2007
- Reddy, M., C. Venkataraman: *Inventory of aerosol and sulphur dioxide emissions from India: I – Fossil fuel combustion*, Atmos. Environ., 36, 677–697, 2002a
- Reddy, M., C. Venkataraman: *Inventory of aerosol and sulphur dioxide emissions from India: II – Biomass combustion*, Atmos. Environ., 36, 699–712, 2002b
- Schuster, G., O. Dubovik, B. Holben: *Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions*, J. Geophys. Res., 111, 2006
- Seaton, A., W. MacNee, K. Donaldson, D. Godden: *Particulate air pollution and acute health effects*, Lancet., 345, 176–178, 1995
- Silva, R., J. West, Y. Zhang, S. Anenberg, J.-F. Lamarque, D. Shindell, W. Collins, S. Dalsoren, G. Faluvegi, G. Folberth, L. Horowitz, T. Nagashima, V. Naik, S. Rumbold, R. Skeie, K. Sudo, T. Takemura, D. Bergmann, P. Cameron-Smith, I. Cionni, R. Doherty, V. Eyring, B. Josse, I. MacKenzie, D. Plummer, M. Righi, D. Stevenson, S. Strode, S. Szopa, G. Zeng: *Global premature mortality due to anthropogenic outdoor air pollution and the contribution of past climate change*, Environ. Res. Lett., 8, 2013
- Singh, R., S. Dey, S. Tripathi, V. Tare, B. Holben: *Variability of aerosol parameters over Kanpur, northern India*, J. Geophys. Res., 109, 2004
- Singh, S., K. Soni, T. Bano, R. Tanwar, S. Nath, B. Arya: *Clear-sky direct aerosol radiative forcing variations over mega-city Delhi*, Ann. Geophys., 28, 1157–1166, 2010
- Srivastava, A., S. Tiwari, P. Devara, D. Bisht, M. Srivastava, S. Tripathi, P. Gouloub, B. Holben: *Pre-monsoon aerosol characteristics over the Indo-Gangetic Basin: implications to climatic impact*, Ann. Geophys., 29, 789–804, 2011
- Tesche, M., A. Ansmann, D. Müller, D. Althausen, I. Mattis, B. Heese, V. Freudenthaler, M. Wiegner, M. Esselborn, G. Pisani, P. Knippertz: *Vertical profiling of Saharan dust with Raman lidars and airborne HSRL in southern Morocco during SAMUM*, Tellus B, 61, 144–164, 2009
- Tiwari, S., A. Singh: *Variability of Aerosol Parameters Derived from Ground and Satellite Measurements over Varanasi Located in the Indo-Gangetic Basin*, Aerosol Air Qual. Res., 13, 627–638, 2013
- Twomey, S.: *Pollution and the planetary albedo*, Atmos. Environ., 8, 1251–1256, 1974
- Vidal, J.: *Extreme weather set to worsen*, The Guardian, <http://gu.com/p/24cf>, 12.8.2002

Weitkamp, C.: *Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, Springer Series in Optical Sciences, Vol. 102, ISBN: 978-0-387-25101-1, 2005

Welch, B.: *The Generalization of "Student's" Problem when Several Different Population Variances are Involved*, *Biometrika*, 34, 28–35, 1947

Welton, E., K. Voss, P. Quinn, P. Flatau, K. Markowicz, J. Campbell, J. Spinhirne, H. Gordon, J. Johnson: *Measurements of aerosol vertical profiles and optical properties during INDOEX 1999 using micropulse lidars*, *J. Geophys. Res.*, 107, 2002

Wozencraft, J.: *Using LiDAR to Assess Storm Damage Caused by Hurricane Sandy*, *LiDAR Magazine*, 3, 2013

Xavier, P., C. Marzin, B. Goswami: *An objective definition of the Indian summer monsoon season and a new perspective on the ENSO–monsoon relationship*, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 749–764, 2007

Ångström, A.: *The parameters of atmospheric turbidity*, *Tellus*, 16, 64–75, 1964

Liitteet

Liite 1: Klusterikohtaiset kuvat lasketuista ilmassatrajektoreista

